
**KÖZÉPSŐ-KRÉTA RÖVIDÜLÉSES DEFORMÁCIÓ ÉS
SZERKEZETI BETEMETŐDÉS A GERECSÉ TERÜLETÉN**

Doktori értekezés

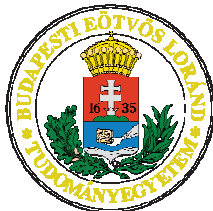
SASVÁRI ÁGOSTON

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet,
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Földtudományi Doktori Iskola; az iskola vezetője *DR. MONOSTORI MIKLÓS* egyetemi tanár
Földtan–Geofizika Doktori Program; a program vezetője *DR. MONOSTORI MIKLÓS* egyetemi tanár

Témavezető: *DR. CSONTOS LÁSZLÓ*
habilitált egyetemi docens

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet,
Általános és Történeti Földtani Tanszék



2009.

1 TARTALOMJEGYZÉK

1	TARTALOMJEGYZÉK.....	1
2	BEVEZETÉS.....	4
3	ESZKÖZÖK, MÓDSZEREK.....	6
3.1	Felszíni geológia.....	6
3.2	Vitrinitreflexiós és pirolizises vizsgálatok.....	7
3.3	Számítógépes adatfeldolgozás és megjelenítés.....	8
3.3.1	Vetőkaros adatok kiértékelése.....	8
3.3.2	Hőtörténeti modellezés és megjelenítés.....	8
3.3.3	Térinformatikai adatmegjelenítés.....	9
3.4	Adatbázisok.....	9
3.4.1	Mélyfúrási és vitrinitreflexiós adatok.....	9
4	A GERECE FESZÜLTSGÉSTERÉNEK FEJLŐDÉSE – ÁTTEKINTÉS.....	10
4.1	A gerecsei kréta képződmények kutatástörténeti áttekintése – korai szakasz.....	10
4.2	Felsővadáci Breccsa Tagozat.....	12
4.3	Berseki Márga Formáció.....	12
4.4	Lábatlani Homokkő Formáció.....	13
4.5	Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat.....	15
4.6	Vértessomlói Aleurit Formáció.....	17
5	A GERECE FESZÜLTSGÉSTERÉNEK FEJLŐDÉSE – ÁTTEKINTÉS.....	18
5.1	A Dunántúli-Középhegység szerkezeti egysége a paleomágneses mérések függvényében.....	19
5.2	Fiatal (szenon – recens) feszültségtér-fejlődés.....	21
6	RÖVIDÜLSRE UTALÓ KÉPLÉKENY ÉS TÖRÉSES BÉLYEGEK.....	25
6.1	Bersek-hegy.....	26
6.1.1	Képlékeny deformáció.....	26
6.1.2	Töréses deformáció.....	27
6.2	Dachsteini-kőfejtő.....	29
6.2.1	Töréses deformáció.....	29
6.3	Hajós-árok.....	30
6.3.1	Képlékeny deformáció.....	30
6.3.2	Töréses deformáció.....	30
6.4	Kis-Gerecse.....	32
6.4.1	Töréses deformáció.....	32
6.5	Nagy-Pisznice.....	34
6.5.1	Képlékeny deformáció.....	34
6.5.2	Töréses deformáció.....	35
6.6	Nyagda-völgy és Vörös-bánya.....	36
6.6.1	Képlékeny deformáció.....	36
6.6.2	Töréses deformáció.....	38
6.7	Ördöggáti-kőfejtő.....	39
6.7.1	A ferde rétegzettségű test határai.....	39
6.7.2	Normálvetők.....	41
6.7.3	Síkok.....	42

6.7.4	Rétegzéssel párhuzamos karcok	44
6.7.5	A ferde rétegzettségű test szerkezetgeológiai eredete	45
6.7.6	A szerkezeti modell	48
6.7.7	Az Ördögáti-kőfejtőben észlelt szerkezeti fázisok sorrendje	51
6.8	Tardos, Bánya-hegy	52
6.8.1	Képlékeny deformáció	52
6.8.2	Töréssel deformáció	52
6.9	A Gerecse területén észlelt rövidüléssel deformációk áttekintése	53
7	A KORAI DEFORMÁCIÓS FÁZISOK ÉRTÉKELÉSE	56
7.1	Északkelet-délnyugati összenyomás	57
7.2	Kelet-nyugati összenyomás	58
7.3	Észak-északnyugat – dél-délkeleti összenyomás	60
8	A GERECSÉ MÉLYEBB BETEMETETTSÉGRE UTALÓ ELŐZETES ISMERETEK	62
8.1	Agyagásvány-rendezettség	62
8.2	Pirolízises vizsgálatok	63
8.3	Vitrinitreflexiós mérések	64
8.4	Szerkezeti geológiai észlelések	64
9	VITRINITREFLEXIÓS ÉS ROCKEVAL-VIZSGÁLATOK	65
9.1	A RockEval-vizsgálatok módszertana	65
9.2	Mintavételi pontok	66
9.2.1	Nyagda-völgy	67
9.2.2	Hajós-árok	67
9.2.3	Köszörűkőbánya	67
9.2.4	Lábatlan Lbt–36-os fúrás	67
9.2.5	Agostyán Agt–2-es fúrás	68
9.2.6	Neszmély N–2-es fúrás	68
9.2.7	Tardosbánya Tb–2-es fúrás	68
9.3	A pirolízises vizsgálat eredményei	68
9.4	A vitrinitreflexiós vizsgálat eredményei	70
10	HŐTÖRTÉNETI MODELLEZÉS	73
10.1	A vitrinitreflexió numerikus modellezése és a TTI-index	73
10.2	A paleo-hőáramok modellezése	74
10.2.1	Pannon hőáram	75
10.2.2	Szarmata hőáram	80
10.2.3	Bádeni hőáram	82
10.2.4	Kárpáti hőáram	82
10.2.5	Oligocén – kora-miocén hőáram	82
10.2.6	Összegzés	83
10.3	A fedőképződmények	84
10.3.1	A képződményvastagságok statisztikai adatai	85
10.4	Tercier rétegsorok	87
10.5	A rétegsor alapadatai	87
10.6	A terciér rétegsor betemető hatásának értékelése	89
10.7	Kréta modell-rétegsorok	90
10.8	A kréta rétegsor alapadatai	91
10.9	A kréta betemetettség hőtörténeti modellezése	93
10.10	Összegzés	94
10.11	A feltételezett takarós betemetettség modellezése	95
11	TRIÁSZ ÉS KÉSO-KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEK BETEMETETTSÉGÉNEK VIZSGÁLATA KORRIGÁLT VITRINITREFLEXIÓS ÉRTÉKEK SEGÍTSÉGÉVEL	99

11.1	Kiindulási adatok	100
11.2	A vitrinitreflexiós adatok TTI-indexszé történő átalakítása	101
11.3	A bádeni – recens időszak hőjárulékának meghatározása	103
11.4	A korrigált késő-kréta vitrinitreflexiós adatok	103
11.5	A korrigált triász vitrinitreflexiós adatok	106
11.6	Összegzés	108
12	ÉRTELMEZÉS	110
12.1	A Vardar-ofiolit obdukciója	112
12.2	A Juvavikum rátolódása	113
12.2.1	Valangini	113
12.2.2	Hauterivi	114
12.3	A Tirolikum rátolódása	116
12.3.1	Barremi	116
12.3.2	Apti	116
12.3.3	Apti-albai határa	117
12.4	A Bajuvarikum rátolódása – a szinklinális-szerkezet kialakulása	119
12.4.1	Albai - cenomán	119
12.5	Összegzés	122
13	ÖSSZEFOGLALÁS	124
14	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	126
15	FELHASZNÁLT IRODALMAK JEGYZÉKE	127

2 BEVEZETÉS

A doktori munka fő célja a Gerecse képlékeny deformációs szerkezetalakulásának tanulmányozása volt. A törési szerkezetalakulásról BADA (1994) és BADA et al. (1996) munkája mutatott be átfogó képet, azonban a munkaterület képlékeny szerkezetalakulásról és annak körülményeiről nem állnak rendelkezésünkre átfogó és publikált ismeretek. A terepi munka során az észlelések és új felismerések számának növekedésével együtt egyre több magyarázatot igénylő jelenséget is sikerült dokumentálni.

Az észlelt, szinte tisztán rövidülési feszültségi állapotban lejátszódó horizontális rövidülési deformációk kora volt az első olyan kérdés, melynek magyarázata további vizsgálódást igényelt. A felismert három rövidülési irány – északkelet-délnyugati, kelet-nyugati és észak-északnyugat–dél-délkeleti – sorrendjére a klasszikus Ördögáti-kőfejtőben lehetett bizonyítékot találni.

Előzetes ismereteink – IHAROSNÉ LACZÓ (1982), HÁMORNÉ VIDÓ (1988), VICZIÁN (1995), KISS (1996), VICZIÁN & PÁLFFY-KOVÁCS (1997), HÁMORNÉ VIDÓ (2002), valamint TARI (1994, 1995) és MINDSZENTY et al. (1994, 2000) eredményei – már előre vetítették a Gerecse mélyebb betemetettségének lehetőségét, melyet a rövidülési irányokat dokumentáló terepi megfigyelések, azaz a képlékeny deformációs elemek, réteglappal párhuzamos nyírást mutató karcok, feltolódások, konjugált és nem-konjugált rövidülési síkrendszerek is tovább valószínűsítettek.

A betemetettség vizsgálata GALICZ Gergelyné által elvégzett vitrinitreflexiós mérésekkel történt, melyek eredményei jelentősebb eltemetettségre utaltak. Ennek értelmezése csak hőtörténeti modell felállításával volt lehetséges, amelyhez többek között modell-rétegsorokra és hőáram-adatokra volt szükség. A Győri- és Zalai-medence hőáram-adatainak és különböző modell-rétegsorokat felhasználva derült fény arra, hogy a mért vitrinitreflexiós értékeket még úgy sem lehet üledékes betemetettséggel magyarázni, hogy a Dunántúli-Középhegység – amúgy a Gerecse területéről ismeretlen – teljes poszt-apti rétegsorát a feltárt vagy átfúrt maximális képződményvastagságokkal vesszük figyelembe. Ennek okán a figyelem a szerkezeti betemetettség irányába fordult; a hőtörténeti modellezés megerősítette ennek lehetőségét.

Egy csak hatásában megőrződött szerkezeti betemetettség tanulmányozása igencsak nehézkes, de nem lehetetlen: ebben is segítséget nyújtottak a rendelkezésre álló vitrinitreflexiós adatok. Miután sikerült a Győri-medence, a Zalai-medence és a Dunántúli-Középhegység területéről származó mintákból „kivonni” a legjelentősebb hőtörténeti hatást okozó bádeni-recens hőtörténeti járulékot, úgy lehetőség nyílt a korrigált vitrinitreflexiós értékek által adott kép tanulmányozására. Egybevetve a késő-kréta és triász minták által mutatott képet, a Keszthelyi-hegység felől kelet-északkelet felé monoton növekvő igen jelentős eltemetettséget találhatunk, melynek kialakulása a minták kora miatt a jura – kora- és középső-kréta periódusra tehető. Figyelmet érdemel, hogy ennek a jelentős betemetettségnek a Budai-hegységben és a Pilisben nyomát sem találjuk, mely tovább erősíti a szerkezeti lefedettség hatásának gyanúját.

Az alpi szerkezetalakulásból megismert klasszikus takarósodási folyamat korai elemei a Gerecse életében is megismerhetők; a Vardar-obdukció és a Juvavikum-affinitású szerkezeti egységek takarós feltolódása az Északi-Mészkőalpokban a mai napig látható, a Gerecse esetében pedig igazolható (vö. BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN 1993, 1995, 1996, BÁRÁNY 2004, CSÁSZÁR et al. 2008); a közös történetet a nehézásvány-spektrum hasonlósága és a beszállítási irányok is megerősítik. A közös szerkezeti fejlődésében egy idő után változást figyelhetünk meg: a Tirolikum- és Bajuvarikum-affinitású egységeknek az alsóbb helyzetben lévőkre történő feltolódását már csak az Északi-Mészkőalpokban dokumentálhatjuk. Az eltérő szerkezeti fejlődést a feszültségtér változása és a nehézásvány-spektrumban megfigyelhető eltérések is megerősítik. A Gerecse takarós betemetettsége minden bizonnyal a közös szerkezetalakulás egyik utolsó, az apti-albai határon megfigyelhető lépése; a szerkezeti eltemetettséget okozó egység pedig – összhangban jelenlegi ismereteinkkel – talán az extenziós allochtonként is értelmezhető Pilis és Budai-hegység lehet.

3 ESZKÖZÖK, MÓDSZEREK

A doktori munka kezdete során a klasszikus terepi geológia eszközei kaptak kulcsszerepet. Nem is annyira a felszíni térképezés, mint a szerkezeti vizsgálatok, mérések és a feltárásokban tett szerkezetgeológiai megfigyelések képezték a munka hangsúlyos részét. A munka előrehaladtával a kezdeti adatgyűjtést lépcsőről lépésre váltotta fel az értelmezés folyamata, melyhez jórészt a szerkezetgeológiai adatok megjelenítésére szolgáló programokra volt szükség.

A szerkezetgeológiai munkát a betemetettség tanulmányozása követte; ebben a fázisban a klasszikus terepi geológia mellett lehetőség nyílt a már addigra jól ismert feltárásokból a vitrinitreflexiós vizsgálatokhoz szükséges minták begyűjtésére. A mérési eredmények értelmezése és az általános szerkezetfejlődési-ösföldrajzi képbe történő illesztése hőttörténeti modellezést kívánt. Erre a célra az IES PetroMod 9.0 szoftver 1D modellező modulját volt lehetőség használni; az észlelések áttekinthető megjelenítésében a térinformatikának jutott pótolhatatlan szerep.

3.1 FELSZÍNI GEOLÓGIA

Első lépésként a Gerecse összes ismert feltárásának áttekintő szerkezetgeológiai vizsgálatát volt szükséges elvégezni azért, hogy ki lehessen szűrni azokat, melyek további részletesebb tanulmányozásra érdemesek. A munka tárgya a Gerecse rövidüléssel szerkezetalakulásának tanulmányozása, így ehhez minden feltárásból szükséges volt összegyűjteni azon észleléseket, melyek a téma mélyebb vizsgálatát lehetővé tehetik. A kőzetek anyagi minőségén igen sok múlott: a Gerecse tömegének többségét képező triász Dachsteini Mészkk feltárásai a legtrikább esetben bizonyultak perspektivikusnak a viszonylag ridegen viselkedő kőzet és a bizonytalanul észlelhető rétegdőlés okán. Sokkal kecsgetetőbbek voltak a fiatalabb képződmények feltárásai: a jura és kréta kőzeteken tett észlelések képezték a munka alapját.

A képlékeny deformációt mutató redők és a ridegebb szerkezetalakulásról árulkodó sík- és vonalszerű elemek gyűjtése, értelmezése egy átfogó szerkezeti kép kialakításához volt szükséges. Az adatok értelmezését megelőzte azok ábrázolása, valamint a vetőkarcok

esetében azok inverziója. A szerkezetgeológiai adatbázis adatainak feltárásonként és adattípusonként való gyors és hatékony megjelenítése egy egyedi célszoftver elkészítését tette szükségessé; a program béta-verziója a www.kadath.hu/sg2sp.zip oldalon található meg.

3.2 VITRINITREFLEXIÓS ÉS PIROLÍZISES VIZSGÁLATOK

Ahogy sokasodtak a rövidülési deformációra és annak körülményeire utaló bélyegek, úgy lett egyre sürgetőbb igény a betemetettség tanulmányozása. Számos előzetes kutatási eredmény – agyagásvány-átalakultsági fok, pirolízises vizsgálat, szerkezetgeológiai felismerés – utalt ennek lehetőségére.

A betemetettség mérésére szolgáló rutin eljárások közül a vitrinitreflexiós mérések tűntek alkalmasnak; a minták egy részéből tájékozódás végett teljes közet-pirolízises vizsgálatok is készültek. Ez utóbbi módszer gyors, hatékony és olcsó, és bár csak tájékoztató jellegű adatokat szolgáltat, mégis érdemes volt figyelmet szentelni rá: amennyiben a gerecsei mintákra alkalmazható, úgy sok minta gyors vizsgálata válik lehetővé. Sajnos a szénhidrogén-iparban az anyaközetek értékelésére szolgáló eszközöket-pirolízis nem bizonyult hatékony eszköznek a minták alacsony mobilizálható szervesanyag-tartalma okán, így a betemetettség vizsgálatát csupán a vitrinitreflexiók mérésével volt lehetséges tanulmányozni. A terepen begyűjtött minták vitrinitreflexiójának elemzését GALICZ Gergelyné végezte el random mérési módszerrel, ISO 7404-5:1994(E) jelű szabvány szerinti Zeiss MPM 400 mikroszkóppal, a mérési eredmények értékeléséhez pedig a Zeiss „Photan” programját használta fel. Az eszközöket-pirolízises vizsgálatokat PAPNÉ HASZNOS Irénke hajtotta végre RockEval-6 módszerrel.

Kísérlet történt a kiemelkedés-történet vizsgálatára is; ennek során 2005-ben homokkőminták kerültek begyűjtésre a munkaterület legígéretesebb feltárásából, a berseki Bánya-hegy Lábatlani Homokkőéből. A hasadvány-nyomok vizsgálata azonban megfelelő petrográfiai összetételt igényel; a begyűjtött mintákban az ehhez szükséges cirkon- vagy apatitkristályok nem voltak fellelhetőek (DUNKL I. szóbeli közlése), így a vizsgálat ezen a ponton megszakadt.

3.3 SZÁMÍTÓGÉPES ADATFELDOLGOZÁS ÉS MEGJELENÍTÉS

3.3.1 Vetőkarcos adatok kiértékelése

A vetőkarcok inverziójának elvégzésére több kipróbált szoftver állt rendelkezésre; ezek

- ANGELIER & MECHLER (1977),
- ANGELIER & GOGUEL (1979), a
- SPERNER et al. (1993) munkáján alapuló ORTNER et al. (2002), valamint
- YAMAJI (2000)

által ismertett alapelvek szerint dolgoznak. Fontos megjegyezni, hogy csupán a SPERNER et al. (1993) dolgozatában bemutatott eljárás ismert, a többi program zárt forráskódú, így az inverziót végrehajtó pontos függvények ellenőrizhetetlenek. A korábbi tapasztalatokkal összhangban (SASVÁRI et al. 2009) a vetőkarcos adatok feldolgozása a SPERNER et al. (1993) eljárását felhasználó ORTNER et al. (2002) nyomán történt; az inverzió eredménye a főfeszültségi irányokkal és a BISHOP (1966) szerint vett redukált főfeszültséggel kerül ismertetésre. Amennyiben nem állt rendelkezésre a megfelelő mennyiségű vetőkarcos adat (vö. ANGELIER & GOGUEL 1979), úgy ugyanazokat az adatokat volt szükséges többszörözni.

3.3.2 Hő-történeti modellezés és megjelenítés

Az észlelt vitrinitreflexiós értékek tágabb szerkezeti képe történő illesztése hő-történeti modellezés nélkül nem volt megoldható; a mérési eredmények értelmezése az IES PetroMod 9.0 szoftver 1D-s modellező moduljával készült el. A 2D-s, sőt 3D-s modellezés lehetőségét számos ok – a referenciaadatok földrajzi távolsága, a bizonytalanul modellezhető kréta-paleocén lepusztulások, valamint a modellben felhasználandó üledékes rétegsorok rekonstruálásának nehézsége – nem tette lehetővé. A hő-történeti modellező szoftvert három célra lehetett fel használni:

- hőáram modellezésére az adott fúrásokból rendelkezésre álló vitrinitreflexiós értékek mint kalibrációs adatok alapján,
- a klasszikus modellezésre, azaz a betemetettség és az ennek eredményeként előálló vitrinitreflexiós értékek bemutatására,

- valamint az előző feladathoz nagyon hasonló hőtörténeti járulék (TTI-index) modellezésére.

Az 1D-s modellezést tovább indokolta – és az eredmények megbízhatóságát, ellenőrizhetőségét tovább erősítette –, hogy maga a szoftver által használt és a későbbiekben tárgyalásra kerülő eljárás numerikusan igen könnyen ellenőrizhető, így a számított eredmények kontrollja percek alatt egy papír és egy ceruza segítségével is megtehető.

3.3.3 Térinformatikai adatmegjelenítés

Egy geológiai munka során nem kerülhető meg az észlelések térképi nézetben történő koordinátahelyes megjelenítése, és ez – figyelembe véve a rendelkezésre álló mélyfúrási és geokémiai adatbázisok adatformátumát – leghatékonyabban az ESRI ArcMap 9.3-as szoftverével volt megoldható; a dolgozat térképei ennek a szoftvernek a felhasználásával álltak elő.

3.4 ADATBÁZISOK

3.4.1 Mélyfúrási és vitrinitreflexiós adatok

A hőtörténeti modellezés során használt mélyfúrási fúrási adatbázisok a MOL NyRt. és a Magyar Állami Földtani Intézet közötti együttműködés keretében készültek el (GYALOG et al. 2007); a térinformatikai alapú adatbázis koordináta- és mélységhelyesen tartalmazza a Magyar Állami Földtani Intézet által újrafeldolgozott fúrások rétegsorát.

A hőtörténeti modellezés elvégzéséhez használt koordináta- és mélységhelyes geokémiai adatbázis a MOL NyRt. tulajdonát képezi, és ennek mérési adatai GALICZ Gergelyné, HAMORNÉ VIDÓ Mária, HORVÁTH Zoltán, IHAROSNÉ LACZÓ Ilona és LANTAI Csaba munkájának eredményei. Az adatbázis további adatokat tartalmaz az OKGT és a GEOS Kft. mérései közül is. Az mérési eredmények kisebb hányada nyomtatásban is megjelent, nagyobbik része a cég számára készült jelentések anyagának feldolgozásával állt elő. A cég tulajdonát képező adatokat a MOL engedélyével közlöm – ennek megfelelően a felhasznált fúrásokat nem illetem tényleges nevükkel, hanem UWI-kódjukkal hivatkozom rájuk.

4 A GERECSÉ KORA- ÉS KÖZÉPSŐ-KRÉTA TÖRMELEKES KÉPZŐDMÉNYEINEK LITOSZTRATIGRÁFIÁJA

Hálás és fontos feladat a munkaterület rétegtanáról szóló ismeretek áttekintése; a rétegtani megismerés első és legfontosabb lépése a Gerecse és az Északi-Mészkőalpok rokonságának felismerése volt (HANTKEN 1861). A rétegtani ismeretek bemutatása nem lehet az úttörők munkáinak átfogó ismertetése nélkül, azonban ez a vázlatos, a kréta törmelékes összlet megismerésére fókuszáló kutatástörténeti áttekintés CSÁSZÁR & HAAS (1984) munkájával véget fog érni; a megváltozott szemlélet, a rétegsor flis-eredetének felismerése számos olyan munka alapját teremtette meg, melyek egy új, egységesebb képet tárnak elénk. Ezek az eredmények – javarészt BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizella, CSÁSZÁR Géza, FÉLEGYHÁZY László, FOGARASI Attila, FÖZY István, GÖRÖG Ágnes, KÁZMÉR Miklós, NAGYMAROSI András és SZTANÓ Orsolya tollából – a későbbiekben kerülnek ismertetésre.

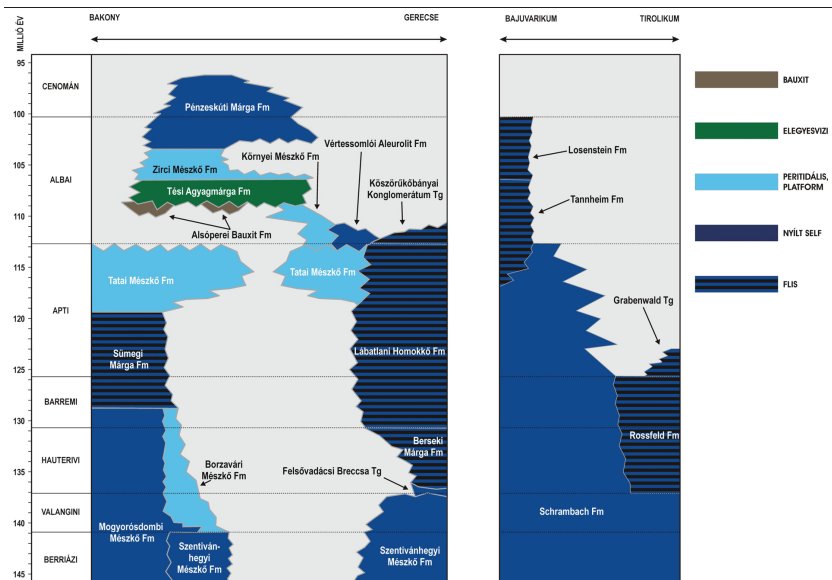
A rétegtani információk és az ősföldrajzi kép – azaz áttételese a szerkezetalakulás – kialakítása közötti szoros kapocs a törmelékes szállítási irányokról rendelkezésre álló ismeretek tárháza; segítséget nyújthat az ősföldrajzi kép és kapcsolatok kialakításában, megértésében, valamint – nehézásvány-vizsgálatokkal korrelálva – hatékony eszköz lehet szerkezetalakulási folyamatok tisztázásában. Az alpesi rokon középső-kréta törmelékes képződmények részletes kutatástörténeti áttekintése és leírása messze túlnyúlna volna a dolgozat keretein; így csak a szerkezeti értelmezésénél kerülnek bemutatásra a legfontosabb ismeretek.

4.1 A GERECSÉI KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEK KUTATÁSTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE – KORAI SZAKASZ

A Gerecsében HANTKEN (1861) ismert fel elsőként kréta képződményeket; ennek értelmében márga, homokkő és konglomerátum rétegcsoporthoz különített el. A Nyagda-völgy homokkő rétegeiből gyűjtött fauna alapján az egész rétegösszlet korát középső-neokomnak tartotta és hasonlóan találta az alpi rossföldi rétegekhez. HOFFMANN (1884) a felsővadácsi Paprét-árok szelvényében ábrázolta a jura és kréta képződmények egymásra településének módját. A Felsővadácsi Breccsa (IV/1., IV/2. *ábra*) fekvőjében található „vékony, márgás

homokkőpad”-ot faunája alapján a berriáziba sorolta. A gerecsei kréta fő tömegét kitevő szürke, aptychuszos márgát alsó-neokomnak, a fedő homokkővet pedig – HANTKENNEL egyetértve – középső neokomnak tekintette. SOMOGYI (1914) részletesen feldolgozta a kréta rétegösszlet faunáját. Vizsgálatai alapján a márgát az alsó-neokomba (valangini), a homokkővet a felső-neokomba (hauterivei) sorolta. FÜLÖP (1958) teljes áttekintést adott a gerecsei krétáról. A márgás rétegcsoport korát kiterjesztette a valangini–barrémi időszakra, és kimutatta, hogy a Lábatlani Homokkő (IV/1. ábra) fő tömege – a Kőszörűkőbányai Konglomerátummal (IV/1. ábra) együtt – barrémi korú. Rávilágított a szomszédos bakonyi kora-kréta és a gerecsei azonos korú képződmények közti eltérésekre, továbbá felismerte a Lábatlani Homokkő északi és déli elterjedése közötti különbségeket. A kréta elején az üledékképződés hirtelen megváltozását a terület rövid idejű szárazulattá válásával, majd újbóli tengerelöntéssel magyarázta.

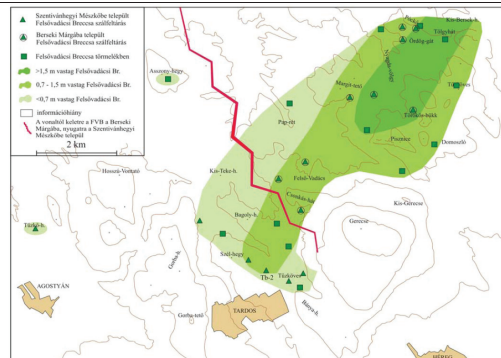
A mélytengeri üledékek megismerésében tett előrelépések következtében a gerecsei alsó-krétáról vallott nézetek idővel gyökeresen megváltoztak; CSÁSZÁR & HAAS (1984) rámutatott, hogy a márga és homokkő rétegek tipikus flis-bélyegeket hordoznak, ezzel egy teljesen eltérő szemléletet hozva a Gerecse rétegtanának tanulmányozásában.



IV/1. ábra: A Dunántúli-Középhegység, a Gerecse és az Északi-Mészóalpok kora- és középső-kréta formációk helyzete CSÁSZÁR (1996, 1997, 1998), valamint PILLER & ERHART (2004) alapján, módosítva.

4.2 FELSŐVADÁCSI BRECCSA TAGOZAT

A Gerecse területének északkeleti részén a Berseki Márga (*IV/1. ábra*) legalsó részét képező, egy-két méteres vastagságú mészkőbreccsa- és márgaréteg (FÜLÖP 1958, továbbá BÁRÁNY 2004, CSÁSZÁR et al. 2008, PETRIK 2008) – melyek a Felsővadácsi Breccsa Tagozatot alkotják – a Dunántúli-Középhegység területén általánosan elterjedt pelágikus fáciesű, fehéres-hűsszínű, calpionellás mészkőre (Szentivánhegyi Mészkő, FÜLÖP 1975)



IV/2. ábra: A Felsővadácsi Breccsa elterjedése és vastagságának változása. BÁRÁNY (2004) eredeti ábrája a szerző engedélyével.

települnek; BÁRÁNY (2004) és PETRIK (2008) északkelet – délnyugati beszállítást feltételezett (*IV/2. ábra*). A képződmény korát elsőként HOFMANN (1884) ismertette és a berriázira tette

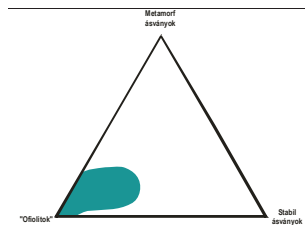
Figyelmet érdemel, hogy a Felsővadácsi Breccsa Tagozat mészkőanyaga *nem* a triász Dachsteini Mészkő Formáció, hanem késő-jura zátonymészkő (CSÁSZÁR et al. 2008). Ebből a mészkőbreccsából üledékfolytonosan fejlődik ki a mintegy 150-170 méter vastagságú márga, agyagmárga, aleuritós márga összelete. A turbidites eredetű homokkő-betelepülések, a márgában megfigyelt üledékes szerkezetek és nyomfossilák alapján a képződmény disztális flis-eredetűnek mondható (CSÁSZÁR & HAAS 1979, KÁZMÉR 1988, FOGARASI 1995).

4.3 BERSEKI MÁRGA FORMÁCIÓ

A Berseki Márga Formáció (*IV/1. ábra*) a gerecsei üledékgyűjtő kora-kréta flis-rétegsorának alsó részét alkotja. Anyaga javarészt szürke, vörös, lila márga, agyagmárga, aleurit és mészmárga váltakozása, amely helyenként néhány centiméteres homokkő betelepüléseket tartalmaz. Klasszikus – és az Északi-Mészkőalpok területén a mai napig használatos – megnevezése az „aptychuszos márga” (vö. HANTKEN 1868).

Korát FÜLÖP (1958), CSÁSZÁR & HAAS (1984), VIGH (1984), CSÁSZÁR & BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1994), valamint FOGARASI (2001) egybehangzóan a berriázi-valangini határra teszi; CSÁSZÁR et al. (2008) a késő-berriázi – kora-valangini kort valószínűsíti. A márga kifejlődésének az Ördögáti-kőfejtőben megjelenő alsóbb rétegeire FÜLÖP (1958) és FOGARASI (2001) által ismertetett középső-valangini kort mutat be. A képződmény törmelékes spinelljeinek jellemzőit, metamorf- és stabilásvány-együttesét ismertette BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993, 1995, 1996) dolgozata. A szerző – alapul véve többek között ÁRGYELÁN (1989), BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1992) és CSÁSZÁR & BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1994) eredményeit – egységes ásványegyüttest talált, melyet az ofiolitos eredetű krómspinellek dominanciája jellemez (IV/3. ábra).

Magának a Berseki Márgának a korára HANTKEN (1868) adott meg először koradatot; HOFFMANN (1884) és SOMOGYI (1914) – akárcsak NAGY (1968, 1969A, B), valamint FÖZY (1992) – eredményei alapján a képződmény kora középső-valangini – középső-hauterivi. FÜLÖP (1958) a Póckő feltárásából középső-valangini, továbbá a Bersek-hegy márgájából kora-hauterivi kort mutatott be. A képződmény legfiatalabb – és egyben a Lábatlani Homokkő legidősebb – rétegeinek korát FÉLEGYHÁZY & NAGYMAROSY (1991, 1992) a kora-albai – középső-albai határra, FÖZY (1995) az hauterivi-barrémi átmenetére, FÖZY & FOGARASI (2002) a legkorábbi barrémire, FOGARASI (2001) pedig a középső-hauterivire teszi. A fentebbieket szem előtt tartva így a Berseki Márga anyagának üledékanyagának képződése a **teljes valangini – kora-hauterivi** periódusra tehető.



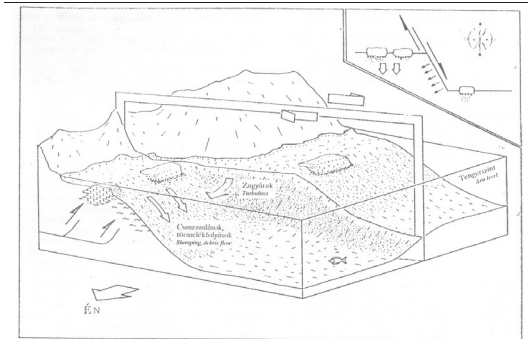
IV/3. ábra: A Berseki Márga és Lábatlani Homokkő nehézásvány-összetétele BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) szerint, az eredeti ábra módosításával.

4.4 LÁBATLANI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ

A Berseki Márgából folyamatosan kifejlődő Lábatlani Homokkő Formáció (IV/1. ábra) a Kelet-Gerecse törmelékes rétegsorának felső részét képezi; a Berseki Márgától való elhatárolása nem feltétlenül egyértelmű. Északi kifejlődési területén szürkészöld – zöld szín és a litológiai jellegek változékonysága jellemzi (ilyen például a Nyagda-völgy és a Hajós-árok feltárása, FÜLÖP 1958). Déli előfordulási területén vöröses – szürkészöldes finom – durvaszemcsés homokkő, helyenként márgabetelepülésekkel (Bersek-hegy, FÜLÖP 1958). A

formáció vastagsága az északon jellemző 150-180 méterről dél felé haladva folyamatosan 50 méterre csökken. A homokkőrétegek anyaga tengeralatti törmelékkúp proximális részén zagyárból lerakódott üledék; benne Bouma-ciklustagok (BOUMA 1962) figyelhetők meg (KRIVÁN 1989).

FOGARASI (1995) a Látatlan Homokkőben található szállítási irányokat ismertette. A szerző a csuszamlások és üledékfolyások, valamint a turbiditék mozgásirányáról közöl adatokat; ennek értelmében a zagyarak mozgását **kelet-nyugati csapásúnak** találta, a csuszamlások és üledékfolyások szállítási



IV/4. ábra: A Látatlan Homokkő képződésének modellje. FOGARASI (1995) eredeti ábrája a szerző engedélyével. A nyíl a mai földrajzi irányt mutatja.

irányára pedig **észak-északkeletről dél-délnyugatra** történő mozgást kapott. A törmelékanyag mozgásának okát a szerző egy északkelet-délnyugati irányú feltolódás jelenlétében látta, mely a csuszamlások, törmelékfolyások kialakulásában jut szerephez; a zagyarak megjelenését ugyanilyen irányú összenyomás hatására kialakult jobbos jellegű oldalelmozdulási rendszerhez kötötte (IV/4. ábra).

A Látatlan Homokkő törmelékes összetevőinek vizsgálati eredményeit BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) összefoglaló munkája ismerteti; ennek értelmében a Berseki Márgához nagyon hasonló, krómspinellek által uralt ásvány-együttest ismert fel; a metamorf és stabil komponensek mennyisége alárendeltnek bizonyult (IV/3. ábra). A törmelékanyag eredetét a szerző az obdukált Vardar-ofiolit lepusztulásából származtatta; megfigyelései egybecsengenek az ÁRGYELÁN (1989) és CSÁSZÁR & BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993, 1995, 1996) által bemutatott eredményekkel.

A Berseki Márga korára vonatkozóan szintén HANTKEN (1868) közöl először adatot; ammonitesz-vizsgálatai – akárcsak HOFMANN (1884) eredményei – barrémi kort adnak. A Nyagda-völgy homokkővének faunaelemeit vizsgálva SOMOGYI (1914) a képződmény korát késő-valangini – késő-hauterivinek tartotta. A Látatlan Homokkő képződésének idejére FÜLÖP (1958) közöl adatokat; ezek értelmében a Nyagda-völgy hauterivi, a látatlan Búzás-hegy késő-barrémi, a Bersek-hegy pedig késő-hauterivi – késő-barrémi homokkővet tár fel.

NAGY (1968, 1969A, B) ammonitesz-rétegtani eredményei az elődök következtetéseivel egybecsengő barrémi kort erősítik meg. FÉLEGYHÁZY & NAGYMAROSY (1991, 1992) munkáiban kora – késő-albai korúnak mondja a Lábatlani Homokkővet. FÖZY (1995) a képződmény legfiatalabb szakaszát feltáró Lábatlan Lbt-36-os fúrás ammonitesz-rétegtana alapján biztos kora- és feltételezhető késő-barrémi kort ad meg; a Bersek-hegy homokkővének korát barréminek mondja. FÖZY & FOGARASI (2002) a Bersek-hegy integrált ammonitesz- és mészvázú nannoplankton rétegtana alapján a homokkőre kora- és késő-barrémi kort mutat be. FOGARASI (2001) dolgozatában a Nyagda-völgy homokkővére késő-apti, a Bersek-hegy homokkő feltárására valangini-barrémi kort ad meg. A Lábatlan Lbt-36-os fúrás által feltárt Lábatlani Homokkő rétegsorára – FÖZY et al. (2002) eredményeivel összhangban – barrémi-késő-apti kort ismertet.

A fentebbiek alapján tehát a Lábatlani Homokkő kora – a Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat nélkül – **késő-hauterivi – késő-aptira** tehető.

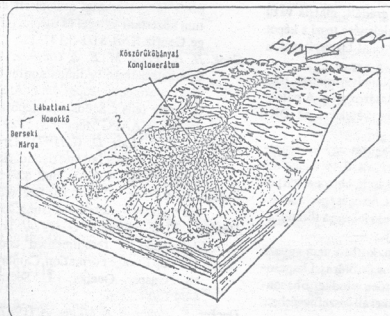
4.5 KÖSZÖRŰKŐBÁNYAI KONGLOMERÁTUM TAGOZAT

A Lábatlani Homokkő Formációból folyamatosan fejlődik ki a kréta rétegsor zárótagja, a Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat (**IV/I. ábra**), mely legiobban típusfeltárásában, a Lábatlan melletti Köszörűkőbányában tanulmányozható. FÜLÖP (1958) a Bersek-hegy Lábatlani Homokkő rétegsorának felső részében megjelenő aprókavicsos konglomerátumrétegeivel rokonítja, SZTANÓ (1988) eredményei alapján azonban ez a két összetekelt különítendő.

A Köszörűkőbányai – a Lábatlani Formációba sorolt Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat típusfeltárásában (példaként FÜLÖP 1958, CSÁSZÁR 1996, 1998, 2002) – feltárt homokkővet és konglomerátumot gravitációs tömegmozgások (KÁZMÉR 1987) rakták le egy tengeralatti törmelékkúp középső-felső részén (SZTANÓ 1990A, B). A konglomerátumok polimikt jellegűek, jelentős mennyiségű tüzkőtartalommal, azonban tartalmaznak karbonátplatform-eredetű törmelék is (SCHLAGINTWEIT 1990A, B). A rétegsorban szórványosan előfordulnak szenesedett növénymaradványok, amelyek rendszerint egy-egy agyagos, finomtörmelékű réteghez, avagy vékony, szenes, agyagos zsinórhoz kötődnek. Ezek az agyagmárga- és aleurolitos betelepülések a zagyarak törmelékzállításának időleges szüneteit mutatják (SZTANÓ 1988, 1990A).

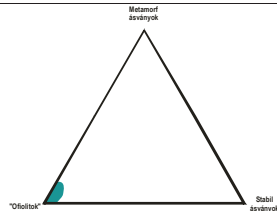
KÁZMÉR (1987) munkájában a Kőszörűkőbányai Konglomerátum klasszikus lábatlani feltárását tanulmányozta; jórészt talpnyomok, továbbá barázdakitöltések, csatornakitöltések alapján észak-déli csapású szállítást mutatott meg; az általa bemutatott mérési adatok szórása alapján ez leginkább **északkelet-északnyugat – délnyugat-délkeleti csapásúnak** mondható.

SZTANÓ (1990A, B) dolgozatában szintén kísérletet tett a Kőszörűkőbányai Konglomerátumban található üledékföldtani bélyegek és az üledékszállítási irány kapcsolatának értékelésére. A szerző a feltárásban található kavicsanyag zsindeyszerkezete okán **északkeletről délnyugatra** történő üledékszállítást talált (IV/5. ábra).



IV/5. ábra: A Kőszörűkőbányai Konglomerátum képződésének modellje. SZTANÓ (1990A) eredeti ábrája a szerző engedélyével. A nyílak a kréta ösföldrajzi irányokat mutatják.

A képződmény petrográfiai és petrológiai tanulmányozását szintén BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) végezte el. Eredményei – akárcsak a Lábatlani és Berseki formációk példáján – ebben az esetben is ofiolitos eredetű krómspinell-dominanciát mutatnak, a stabil és metamorf elegyrészek mennyiségét a szerző elhanyagolható mennyiségűnek találta (IV/6. ábra). A krómspinellek forrásterületeként – összetételük alapján – BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) a Vardar-szuturát jelöli meg; a forrásterületet azonosnak mondja az Északi-Mészköalpok Rossfeld Formációjával (vö. 12.2.2. fejezet). A konglomerátum mészkőtömbjeiben SCHLAGINTWEIT (1990A, B) késő-apti – kora-albai foraminifera-faunát, míg CZABALAY (1995) kora- illetve középső-albai puhatestűeket határozott meg. BODROGI et al. (1990) munkájában a szerzők késő-albai – kora-



IV/6. ábra: A Kőszörűkőbányai Konglomerátum nehézasvány-összetétele BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) szerint, az eredeti ábra módosításával.

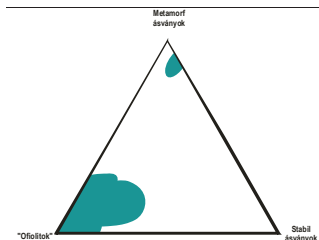
cenomán kort állapítottak meg. Ez a felismerés némileg eltér a FÉLEGYHÁZY & NAGYMAROSY (1991, 1992) által ismertetett késő-apti – albai kortól. GÖRÖG (1995) a Kőszörűkőbánya mészkőtömbjeiben és áthalmozott homokköveiben előforduló Orbitolina-faunát a kora-albaiba helyezte. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat kora a SZTANÓ & BÁLDINÉ BEKE (1992) által publikáltak megfelelően minimum késő-apti – kora-albai, leginkább **kora-albai** (FOGARASI 2001, FÖZY et al. 2002, CSÁSZÁR 2002).

4.6 VÉRTESSOMLÓI ALEUROLIT FORMÁCIÓ

A Vértessomlói Aleurolit (*IV/1. ábra*) a középső-kréta üledékciklusnak a Tatai Mészövet követő vagy azt helyettesítő hemipelágikus fáciesű agyagos, márgás, ritkábban meszes képződménye (CSÁSZÁR 1996, 1998). A képződmény előfordulása jórészt a Vértessomlói-medencére és a Gerecse nyugati előterére tehető; nyugat-gerecsei előfordulása bizonytalan.

Valamennyi előfordulásában a közép- vagy sötétszürke szín az uralkodó. A Vértessomlói-medencében a képződmény bázisa környékén az Orbitolinák megjelenése említendő, míg ezzel szemben a Tatabányai-medencében az apró szenesedett növénymaradványok a jellemzők. A képződmény bázisán helyenként radiolaritos, glaukonitos breccsa, illetve echinodermata-törmelékes rétegek találhatók. A képződmény délnyugati irányban összefogazódik a litorális fáciesű, zátonymészköveket tartalmazó toucasias urgon mészkővel (ez a Lábatlani Homokkővel is összefogazódó Környei Mészkő, *IV/1. ábra*, CSÁSZÁR 1996); vertikálisan és horizontálisan is a brakkvizi fáciesű Tési Agyagmárgába (*IV/1. ábra*) megy át (CSÁSZÁR 1996, 1998).

A Vértessomlói Aleurolit mikromineralógiai vizsgálatainak eredményeit – felhasználva a VASKÓNÉ DÁVID (1988) által ismertetett adatokat – BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) munkája taglalja (*IV/7. ábra*). Ennek értelmében a képződmény extrabazinális eredetű ásványszemcséi között uralkodó mennyiségben jelennek meg a Vardar-szutura obdukciójához kapcsolható ofiolitos eredetű krómspinellek; a metamorf és stabil elegyrészek mennyisége alárendeltnek bizonyult. A vizsgált minták közül kettőben a fentiekkel szöges ellentétben a metamorf ásványok mennyisége bizonyult uralkodónak.



IV/7. ábra: A Lábatlani Homokkő nehézásvány-összetétele BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) szerint, az eredeti ábra módosításával.

A Vértessomlói Aleurolit korára vonatkozóan FÜLÖP (1975) mutat be adatokat; spórapollen, nannoplankton-, Ostracoda- és Gastropoda-vizsgálatok alapján a kora-albai kort tarja valószínűnek. CSÁSZÁR (1996) – ammonitesz-észlelések figyelembevételével – szintén **kora-albai** kort ismertet.

5 A GERECSÉ FESZÜLTÉGTERÉNEK FEJLŐDÉSE – ÁTTEKINTÉS

A terepi munka során számos olyan feszültségi állapotot tükröző szerkezeti bélyeget sikerült azonosítani, melyek biztosan fiatal, jól dokumentált szerkezetalakulási eseményhez köthetők. A 6. fejezetben bemutatott észlelések – a horizontális rövidülés megléte, a rövidülést eredményező összenyomás főirányai, a főirányok egymáshoz képest észlelt sorrendje, a nyírózónák megjelenése, egyes mély betemetettségre utaló előzetes ismeretek, továbbá a terület általános geodinamikája – a kréta, különösen a középső-kréta szerkezetalakulás minél behatóbb vizsgálatát tette szükségessé.

Számos olyan oldalelmozdulásos és tágulós feszültségtérre utaló szerkezeti bélyeg is dokumentálásra került a munkaterületről, melyek kialakulása minden bizonnyal fiatal szerkezetalakulás működéséhez köthető. Hogy ezeket a szerkezeti eseményeket a 6. fejezetben ismertetésre kerülő rövidülési bélyegektől el lehessen különíteni, szükséges ezekről a feszültségi állapotokról is szót ejtenünk. A fiatalabb, cenomán–pannon szerkezetalakulás bemutatása az alábbiakban igen tömören, SASVÁRI (2008B) alapján történik, nem tévesztve szem elől a Dunántúli-Középhegység egyéb területeiről származó feszültségadatokat is. A korai és középső-jura húzásos szerkezetalakulás (vö. BADA 1994, BADA et al. 1996, LANTOS 1997, FODOR 1998, FODOR & LANTOS 1998, KISS 1999, ALBERT 2000 és KISS et al. 2001, illetve összefoglalóan SASVÁRI 2008B) ismertetése nem képezi a dolgozat részét.

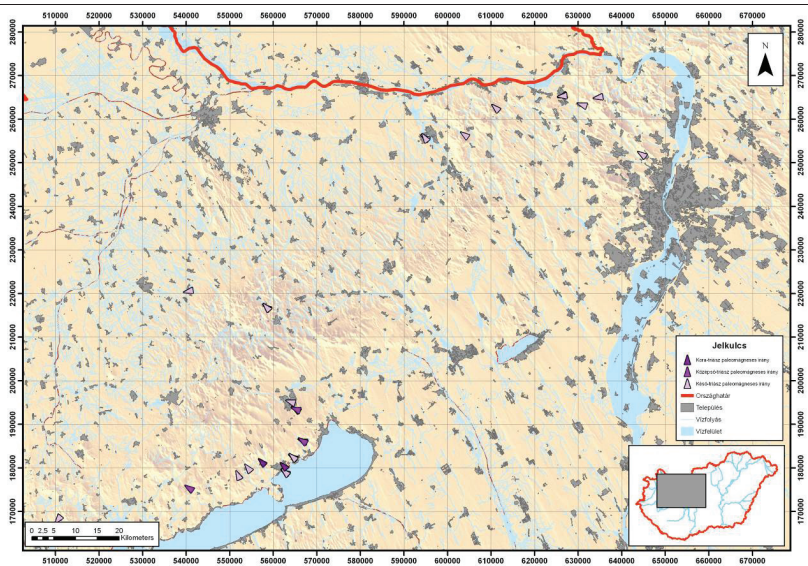
A Gerecse szerkezetfejlődési lépéseit és komplex áttekintését a Dunántúli-Középhegység jól dokumentált szerkezetalakulásának tükrében volt szükséges tanulmányozni. Hogy ezt meg lehessen tenni – azaz egy közelítőleg homogén feszültségetert feltételezhessünk a Gerecse és a Dunántúli-Középhegység egységére – szükséges volt tanulmányozni, hogy a Dunántúli-Középhegység a mezozoikum és kainozoikum során egyáltalán egyetlen szerkezeti egységként viselkedett-e. Erre legalkalmasabbnak a paleomágneses mérések eredményei bizonyultak (a teljesség igénye nélkül MÁRTON 1984, 1986, 1993, 1998, MÁRTON & FODOR 2003, MÁRTON & MÁRTON 1983, 1989, valamint TÚNYI & MÁRTON 1996).

5.1 A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG SZERKEZETI EGYSÉGE A PALEOMÁGNESES MÉRÉSEK FÜGGVÉNYÉBEN

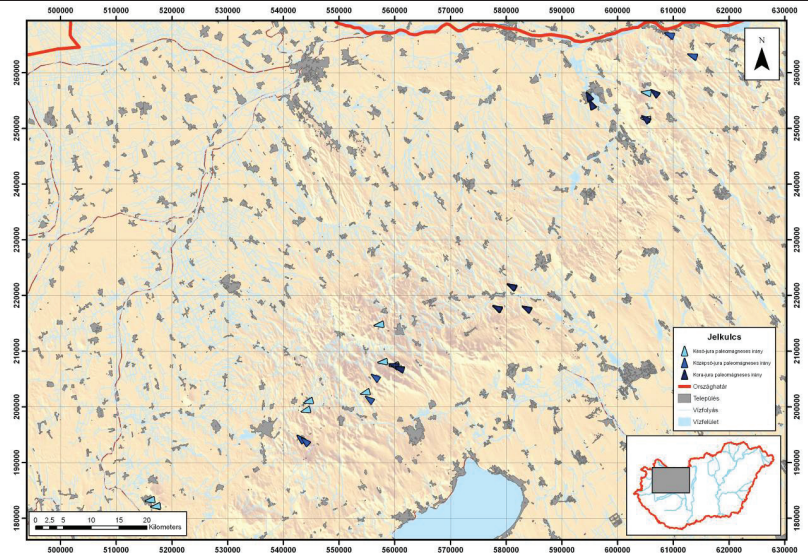
A Gerecsére, továbbá a Dunántúli-középhegységi Egységre vonatkozó paleomágeses mérési adatokat ábrázoló térképsorozatot (*V/1.*, *V/2.* és *V/3. ábra*) szemügyre véve megállapítható, hogy a Gerecse területén a különböző időrendszertani egységekben mért paleodeklinációk jó egyezést mutatnak a Dunántúli-középhegységi Egység fő tömegében több helyen mért értékekkel. Néhány esetben – például Dorog környékén – jelentősebb, mintegy 40 foknyi különbség észlelhető (vö. MÁRTON 1998). Ez a szögkülönbség legegyszerűbben lokális elforgásokkal, vagyis a feszültségtér helyi inhomogenitásával magyarázható.

A Dunántúli-középhegységi Egység egészének deformációjával – és ezen keresztül a szerkezetalakulásával – kapcsolatos klasszikus elképzelés a BALLA & DUDKO (1989) munkájában – SCHAFARZIK (1884), FERENCZI (1926), majd az ezeket összegző VÍGH & SZENTES (1952) megfigyeléseire támaszkodva – bemutatott „szerkezeti hajlat” modellje tűnik. BALLA & DUDKO (1989) eredményeinek értelmében a Dunántúli-Középhegység keleti részén, azaz a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység területén a szerkezeti irányokban jelentős változás figyelhető meg, mely az „általános főirányok elhajlásában” érhető tetten. Megjegyzendő, hogy a modell alapjául szolgáló észlelések egy része – így FERENCZI (1926) eredményei – a „szerkezeti hajlat” modellje nélkül is értelmezhetők. A leírt modell a paleomágeses eredményekkel ellentétes – ilyen szögelfordulást a Dunántúli-Középhegység fő tömegét adó Bakony és a Gerecse között nem találunk.

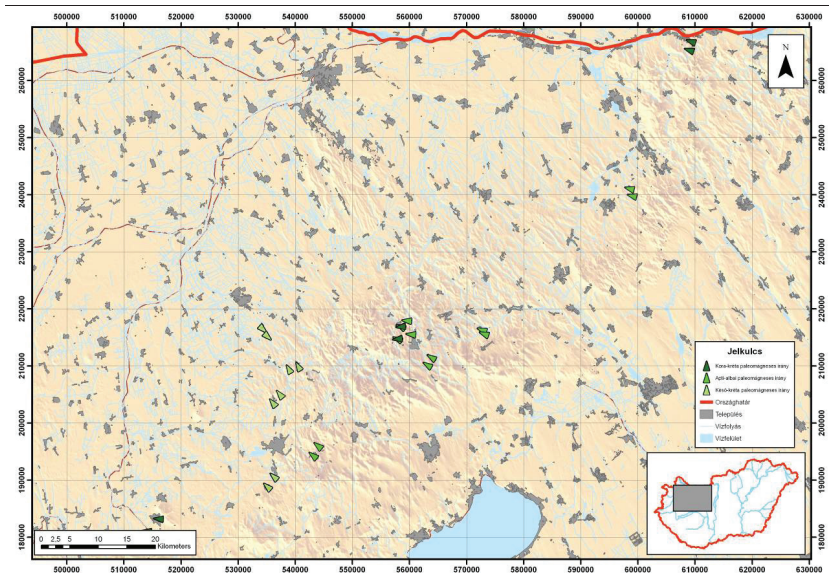
Eltekintve a paleofeszültségtér helyi inhomogenitásaitól, a paleomágeses mérési adatok arra engednek következtetni, hogy a Dunántúli-középhegységi Egység fő tömege (a Gerecsét is beleértve) a triástól fogva gyakorlatilag egy egységként viselkedett, így a terület – a feszültségtér fejlődésének tanulmányozása esetén – egységesen kezelhető. Döntően a Vértes és a Bakony, esetenként a Budai-hegység területéről származó szerkezetfejlődési ismerteket volt tehát szükséges görcső alá venni, sőt számos esetben az általános geodinamikai megközelítéssel dolgozó munkák sem maradhattak figyelmen kívül.



V/1. ábra: Triász paleomágneses irányok a Dunántúli-középhegységben MÁRTON 1984, 1986, 1993, 1998, MÁRTON & FODOR 2003, MÁRTON & MÁRTON 1983, 1989, valamint TŰNYI & MÁRTON 1996) szerint. A keret számai EOY-koordináták, a domborzatárnyékolást a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja.



V/2. ábra: Jura paleomágneses irányok a Dunántúli-középhegységben MÁRTON 1984, 1986, 1993, 1998, MÁRTON & FODOR 2003, MÁRTON & MÁRTON 1983, 1989, valamint TŰNYI & MÁRTON 1996) szerint. A keret számai EOY-koordináták, a domborzatárnyékolást a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja.



V/3. ábra: Kréta paleomágneses irányok a Dunántúli-középhegységben MÁRTON 1984, 1986, 1993, 1998, MÁRTON & FODOR 2003, MÁRTON & MÁRTON 1983, 1989, valamint TÚNYI & MÁRTON 1996) szerint. A keret számai EOY-koordináták, a domborzatábrányképet a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja.

5.2 FIATAL (SZENON – RECENS) FESZÜLTÉGTER-FEJLŐDÉS

A cenomán – szenon – paleocén feszültségviszonyok változását sajnálatosan kevés direkt mérési eredmény mutatja. A cenomán-szenon szerkezetfejlődésre vonatkozó feszültségadatok között jelentős eltérések fedezhetők fel; egy részük északkelet-délnyugati, másikuk pedig erre gyakorlatilag merőleges, északnyugat-délkeleti összenyomási iránnyal bíró feszültségteret mutat be. Ez utóbbi szerkezetalkító esemény létezése látszik a logikusabbnak, mert a szenon előtti képződményeket ábrázoló térkép (HAAS & JOCHÁNE EDELÉNYI 1978) az összes megelőző kréta képződményeket is egy északkelet-délnyugati tengelyű szinklinális-szerkezetben tünteti fel. Feltételezhető tehát, hogy acenomán-szenon üledékciklus alatt is élt az északnyugat-délkeleti rövidülés; ráadásul mindez jól egybecseng a feltételezett paleocén feszültségviszonyokról rendelkezésre álló igen csekély ismeretünkkel (pl. FODOR 1998 – V/4. ábra).

A késői kréta – paleocén feszültségi állapot leírása is jelentős hiányosságokkal terhelt – ennek elsődleges oka a képződmények roppant szórványos előfordulásában keresendő. A

kései kréta - paleocén szerkezetalakulásra két utat lehet felvázolni. Elsőként – FODOR (1998), KERCSMÁR (2004) és BUDAI et al. (2005) eredményei figyelembe véve – gyakorlatilag azonosnak mondható feszültségállapotot kell feltételezzünk a cenomán–késő-kréta–paleocén periódusra. A második elképzelés BADA (1994), FODOR et al (1994), BADA et al. (1996) SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) méréseit, illetve feltételezéseit veszi figyelembe; ennek értelmében a kezdeti cenomán feszültségirányok a kései kréta – paleocénre 90 fokot el-, majd a korai eocénre visszaforgognának. Bár az első fejlődési út tűnik könnyebben magyarázhatónak, a kárpáti-pannon régió késői kréta szerkezetalakulását (példaként DUDKO 1991, TARI, 1995), valamint a mérési adatok roppant hézagos voltát szem előtt tartva jelenleg nem lehet állást foglalni.

A Gerecse eocén szerkezetalakulását ismertető dolgozatok közötti teljes összhang, valamint a szinszediment észlelések nagy száma (a teljesség igénye nélkül: BADA et al. 1996, SZTANÓ & FODOR 1997, KERCSMÁR & FODOR 2005 és KERCSMÁR et al. 2006 A, B) egy északnyugat-délkeleti összenyomási iránnyal jellemezhető oldalelmozdulásos tér működését mutatja (V/4. ábra). Figyelmet érdemel, hogy az eocén-oligocén időintervallumban – pusztán a publikált eredmények tükrében – alig figyelhető meg eltérés a paleofeszültségek irányában. A tökéletes összhangban lévő adatok tükrében szinte teljes bizonyossággal megállapíthatjuk, hogy az oligocén során – akárcsak az eocén alatt – északnyugat-délkeleti összenyomási iránnyal bíró oldalelmozdulásos feszültségtér működhetett a Gerecse területén. Hasonlóan jól dokumentált az irányaiban teljesen azonos késő-egri – eggenburgi feszültségtér is (V/4. ábra).

Az ottngai-kárpáti periódusról rendelkezésre álló ismereteink között döntő mennyiségben szerepelnek egy északnyugat-délkeleti összenyomási iránnyal rendelkező feszültségteret bemutató észlelések, bár csekély mértékben ettől eltérő helyi feszültségirányok is fellelhetők (KISS et al. 2001). A legfontosabb különbség a feszültségtér jellegének megváltozásában érhető tetten; míg a kainozoikum során bemutatott feszültségviszonyok döntően oldalelmozdulásosak voltak, az ottngai-kárpáti során már transztenziós (például KISS & GELLÉRT 2000, KISS et al. 2001), sőt egyenesen széthúzásos (például FODOR et al. 1999, MÁRTON & FODOR 2003) feszültségállapotra is találunk utalásokat (V/4. ábra).

A bádenire vonatkozó ismereteinket áttekintve elsőre eléggé kaotikusnak tűnő kép tárul az olvasó elé, melyben azonban határozott rendszer fedezhető fel. Két feszültségteret ismerhetünk fel az észlelések között, melyeket szerzőik összenyomási, avagy széthúzási irányokkal jellemeznek. Az egyik feszültségtér északnyugat-délkeleti kompressziós (FODOR et al. 1992, BÍRÓ 2003) és északkelet-délnyugati húzási irányokkal bír (KISS 1999, KISS et al. 2001, KÖRÖS et al. 2002). A másik feszültségtér főirányai az előbbire merőlegese-

északnyugat-délkeleti széthúzással (FODOR et al. 1994) és északkelet-délnyugati összenomással rendelkeznek (BADA 1994, BADA et al. 1996). A feszültségviszonyok logikus sorrendje az otnangi-kárpáti főirányok (északnyugat-délkeleti összenomás és északkelet-délnyugati széthúzás) átfordulása a szarmata és fiatalabb (északkelet-délnyugati összenomás és északnyugat-délkeleti széthúzás) lehet. Pontosan ezt a sorrendet támasztja alá KOVÁČ et al. (1998), BADA (1999) és FODOR et al. (1999) dolgozata. Talán ennek a feszültségtér-permutációval tarkított átfordulásnak mutatják egy-egy átmeneti állapotot tükröző kockáját a fentebbiek, valamint BERGERAT et al. (1984A, B), CSONTOS et al. (1991) és TARI (1991) észlelései is (*VI/4. ábra*).

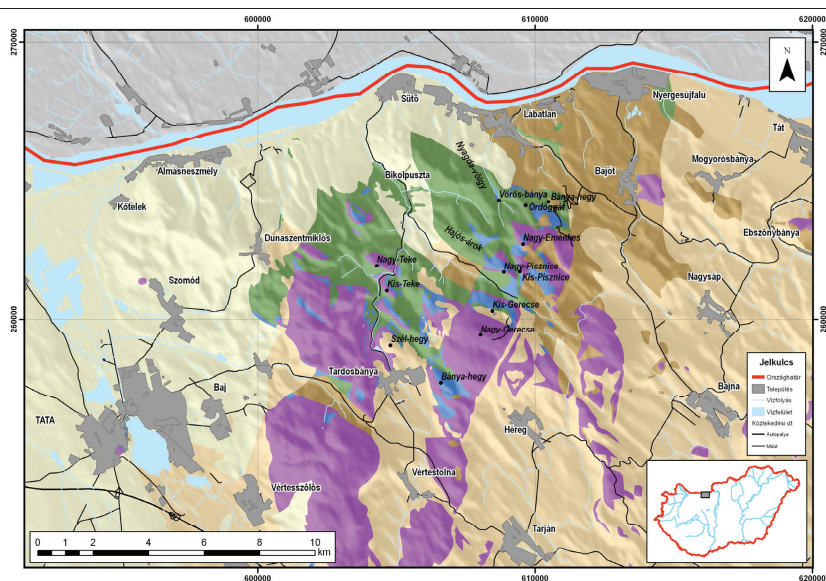
A poszt-bádeni feszültségtereket legbiztosabb módon, szinszediment jelenségek segítségével ismertető dolgozatok homogénen északnyugat-délkeleti széthúzásos iránnyal jellemezhető feszültségteret mutatnak be, ráadásul a nem-szinszediment jellegek alapján szerkezetalakulást mutató munkák döntő többsége is ezt a szerkezeti irányt ismerteti. Figyelemre méltó, hogy a széthúzási irányok a gyakorlatilag kelet-nyugatitól (BERGERAT 1983, BERGERAT et al. 1984A, B, BERGERAT et al. 1989, FODOR et al. 1994, KISS et al. 2001, KÖRPÁS et al. 2002, MÁRTON & FODOR 2003 és BÍRÓ 2003) az északnyugat-délkeletiig (KOVÁČ et al. 1998, PALOTÁS 1991, KISS 1999, KISS & GELLÉRT 2001, SASVÁRI 2003, MÁRTON & FODOR 2003, KISS & FODOR 2007, valamint SASVÁRI et al. 2007) szinte folyamatos eloszlást mutatnak (*V/4. ábra*). FODOR et al. (1999) munkájában kísérletet tett a poszt-bádeni szerkezetalakulási lépések sorrendjének elkülönítésére; ennek értelmében a széthúzás iránya az északnyugatiból folyamatosan megy át nyugat-északnyugatiba (ez utóbbi két fázist Márton & FODOR 2003 már megkísérli elkülöníteni), miközben annak jellege a transzzenziós–tenziós–transzzenziós sorrendben változik.

	Q	P	Pz	B	ka	cl	cl ₁	cl ₂	cl ₃	O1	E3	E2	E1	Pc	C3	Ca	A2	A1	Ap	K1	J3	J2	J1
Bongert et al. (1983)																							
Bongert et al. (1984a)																							
Bongert et al. (1984b)																							
Máros (1988)																							
Bongert (1988)																							
Comlos et al. (1987)																							
Prádas (1991)																							
Tóth (1987)																							
Fodor et al. (1992)																							
Bada et al. (1993)																							
Bada (1994)																							
Fodor et al. (1994)																							
Magyar (1994)																							
Tóth (1995)																							
Tóth-Horváth (1995)																							
Bada et al. (1996)																							
Lantos (1997)																							
Szabó, Fodor (1997)																							
Fodor (1998)																							
Fodor, Lantos (1998)																							
Kovács et al. (1998)																							
Magyar (1998)																							
Bada et al. (1999)																							
Fodor et al. (1999)																							
Kiss (1999)																							
Albert (2000)																							
Fodor, Kovács (2000)																							
Kiss, Gálbert (2000)																							
Kiss et al. (2001)																							
Kopács (2002)																							
Fodor, Magyar (2002)																							
Bó (2003)																							
Maton, Fodor (2003)																							
Focsa (2003)																							
Sasvári (2003)																							
Fodor, Bó (2004)																							
Kercsár (2004)																							
Buda et al. (2005)																							
Kercsár, Fodor (2005)																							
Kercsár et al. (2005a)																							
Kercsár et al. (2005b)																							
Focsa, Comlos (2006)																							
Kiss, Fodor (2007)																							
Sasvári et al. (2007)																							
Ulen dolgozat																							

V/4. ábra: Az összes bemutatott felszültségirányok; az utolsó oszlopok a Sasvári (2008a) szerint értelmezett felszültségirányok, illetve a maximális horizontális összenyomás irányát mutatják. A világos nyílak széthúzást, a feketék összenyomást mutatnak, a görbe nyílak a felszültségirányok megváltozását jelentik. A szürke háttér színsejtmint észlelést jelent. J1-3: korai- középső és késő-jura, K1: korai-kréta, Ap: apti. Abi+2: korai- és késő-albai, K3: késő-kréta, Pc: paleocén, E1-3: kora-, középső- és késő-eocén, O1-2: kora- és késő-oligocén, Eg: késő-egri, Ebegebenburgi, Ot: othangi, Ka: kárpáti, B: bádeni, Sz: szármata, P: pannon és Q: negyedidőszak.

6 RÖVIDÜLÉSRE UTALÓ KÉPLÉKENY ÉS TÖRÉSES BÉLYEGEK

A munkaterületen végzett terepi észlelések során számtalan adat került mérésre, ábrázolásra illetve kiértékelésre. Az adatfeldolgozás kezdeti fázisában a legnagyobb feladatot a vetőkarcos adatok kiértékelése és kinematikájuk értelmezése, valamint működésük korának megértése jelentette; számos jól dokumentált szerkezetalakulási lépés nyomát kiválóan lehetett azonosítani a mérési adatok között.



VI/1. ábra: A Gerecseben vizsgált feltárások elhelyezkedése a GYALOG et al. (2007) szerinti 1:100'000 méretarányú fedetlen geológiai térképen. A keret számai EOv-koordináták, a domborzatárnyékolást a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja. Színezés: illa: triász, kék: jura, zöld: kréta, világosbarna: eocén, sötétsárga: oligocén, világossárga pannon – miocén.

Egyes mérések értelmezése azonban a rendelkezésünkre álló ismeretek alapján nem volt megoldható; számos redő, feltolódásos vetőkarc, laposszögű normálvetőn észlelt karc, konjugált és nem-konjugált síkrendszer valamint oldalelmozdulás olyan rövidülési irányt mutatott, amelynek a publikációkban csak elvétve lehetett nyomát találni. Így a figyelem az oldalelmozdulásos és normálvetős adatok további észlelése és értelmezése helyett a képlékeny deformációt mutató elemek (redők), konjugált és nem-konjugált rövidülési síkok,

réteglappal párhuzamos nyírási bélyegek, réteghatárt átmetsző síkok, valamint a feltolódásos vetőkarcok észlelésére, csoportosítására és értelmezésére fókuszált. Megjegyzendő, hogy ezen észlelések mennyisége helyenként szinte eltölpül az egyéb nagyszámú szerkezeti elem mellett. Számos képlékeny deformációs bélyeg ismertetésére nem kerül sor: a tázuláshoz köthető deformációs elemek (pl. SASVÁRI et al. 2009) tárgyalása nem képezi a munka tárgyát.

Az alábbiakban ezek az észlelések kerülnek ismertetésre – egyes esetekben tömör leírásként, a kiemelt fontosságú Ördöggáti-kőfejtő esetén azonban részletekbe menően. A feltárások egy része SASVÁRI (2008A) alapján kerül bemutatásra. A sztereografikus vetületek a rétegdőléssel nem korrigált, nyers mérési adatot mutatják. A feltárások földrajzi koordinátái a Függelékben találhatók.

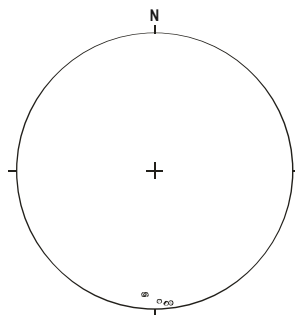
6.1 BERSEK-HEGY

6.1.1 Képlékeny deformáció

(1) A Bersek-hegy (VI/1. ábra) bányájának délnyugati nagy udvarában, a kőfejtő harmadik teraszán számos apróbb-nagyobb redő volt észlelhető (VI/2. ábra). A redőzöttség nem egyenletesen jelent meg ezen a bányaudvaron; kiválóan megfigyelhető volt, hogy bármilyen szerkezeti jelleg, így a redők is csak a Berseki Márga Formáció apróbb szemcseméretű szakaszán észlelhető, azaz a jelentősebb homoktartalommal bíró rétegek



VI/2. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált redők egyikének fényképe. Balra dél, jobbra észak; a méretarányt a toll adja.

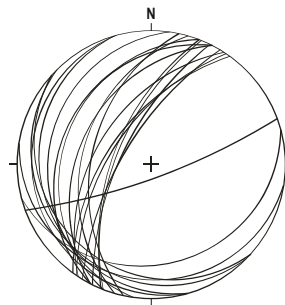


VI/3. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált redők tengelyeinek póluspontjai Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 7 mérési adat.

határára érve a szerkezeti jellegek elhalnak. Az észlelt redők mérete szűkebb tartományra korlátozódott: a pár centiméterestől a maximálisan 30 centiméteresig terjedt. A kisebb redők alakja – apró voltak miatt – viszonylag jól látható. Alaki osztályzásukat tekintve mind szinformok, mind antiformok előfordultak; legfontosabb közös vonásuk – már amennyire ezt szemrevételezéssel meg lehetett állapítani – a hengeres geometria. Apró méretük miatt alakjukat nem lehetett érintősíkok mérésével rögzíteni, csupán redőtengelyük segítségével volt mód a redőket dokumentálni. Ezek gyakorlatilag észak-déli iránya miatt (VI/3. ábra) a redőződést okozó rövidülés kelet-nyugatinak adódott.



VI/5. ábra: A Bersek-hegy csillesora alatt lévő redő fényképe. Balra délkelet, jobbra északnyugat; a kép szélessége 10 méter.



VI/6. ábra: A Bersek-hegy csillesora alatt lévő redő érintősíkjai Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 20 mérési adat.

(2) A Bersek-hegy (VI/1. ábra) legnagyobb redőjét a bányaterület bejáratánál, a Kecske-kőről jövő drótkötélpálya alatt találhatjuk (VI/5. ábra). Ez már nem a centiméteres, hanem a méteres nagyságrendbe tartozik; pontos alakját – és az ebből származtatható összenyomást – érintősíkok észlelésével lehetett dokumentálni (VI/6. ábra). A redő aszimmetrikus geometriája nem csak északnyugat-délkeleti összenyomást, de északnyugati nyírást is mutat.

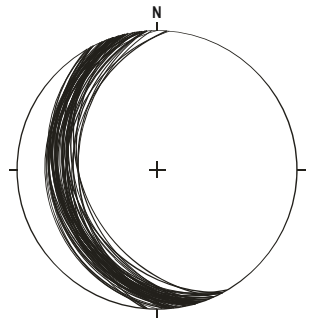
6.1.2 Töréses deformáció

(3) A Bersek-hegy (VI/1. ábra) bányájának délnyugati nagy udvarának harmadik bányateraszán igen erőteljes, feltűnő, nagy behatolású síksereg jelenik meg, gyakorlatilag a bányafal teljes magasságában (VI/7. ábra). A kőzet a síkok mentén igen könnyen paralelepipedonokra hullik szét, melyek felülete – rétegszilikátok jelenléte miatt – selymesen fénylik. A sűrűn megjelenő apró síkok átlagosan 255/32 fokban irányba dőltek, konjugált

párjuk nem volt észlelhető (**VI/8. ábra**); ez a síksereg így gyengén fejlett palásságnak tekinthető. A síkok felületét sűrűn fedik dőlésirányú lineációk, melyek jellege feltolódásosnak mutatkozott. Említést érdemel, hogy ezt a nagy behatolású síksereget érte a fentebb ismertetett, időrendben későbbi redőződés; ez volt az egyetlen olyan feltárás, ahol a képlékeny és töréses deformációs bélyegek sorrendje azonosítható volt. A síksereget eredményező rövidülés gyakorlatilag azonos a fentebb ismertetett apró redőket kialakító hatással, más szóval tisztán kelet-nyugati összenyomással és – a gyengén fejlett palásság geometriája okán – nyugatról keletre történő nyírással állunk szemben.

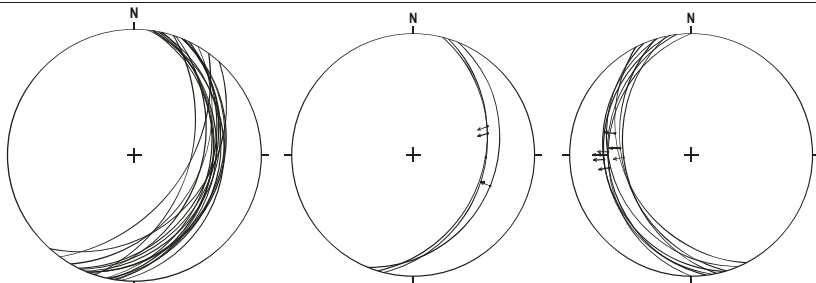


VI/7. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált sűrű behatolású síksereg fényképe. Balra kelet, jobbra nyugat, a fénykép szélessége 20 centiméter. A rétegzés megközelítőleg vízszintes.



VI/8. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált sűrű behatolású síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 52 mérési adat.

(4) A Bersek-hegy (**VI/1. ábra**) feltárásának keleti felében egy másik, nem ennyire domináns, bár kétségtől jól észlelhető síksereget is dokumentálni lehetett (**VI/9. ábra**). Ennek a gyengén fejlett palássági síkrendszernek a tagjai átlagosan 110/38 fokos irányba dőltek, felszínük – akárcsak a fentebb tárgyalt esetben – selymesen fénylett. Kialakulásukra a felületükön megjelenő gyengén észlelhető, de határozottan feltolódásos jellegű karcok adtak információt. Ebben a feltárásrészletben a fentebb ismertetett, akár konjugáltak is tekinthető síkok nem voltak észlelhetők. A síkokat eredményező rövidülés így kelet-délkelet – nyugat-északnyugati, és a kialakulásukért felelős nyírás kelet-délkelet felől nyugat-északnyugatra irányult.



VI/9. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált sűrű behatolási síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 16 mérési adat.

VI/10. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon észlelt feltolódások vetületi képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 3 mérési adat.

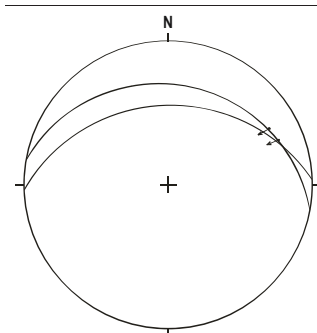
VI/11. ábra: A Bersek-hegy délnyugati udvarában, a harmadik teraszon talált laposszögű normálvetők képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 8 mérési adat.

(5) A fentebb említett, nem konjugált rövidülési síkok felszínén észlelt karcokon kívül egyéb feltolódási vetőkarcokat is dokumentálni lehetett; a Bersek-hegy (**VI/1. ábra**) délnyugati kőfejtőjének második teraszán kelet-délkeleti dőlési síkokon nyugatias irányú mozgást mutató karcokat sikerült észlelni, melyek tiszta kelet-nyugati összenyomást és keletről nyugatra történő nyírást mutattak (**VI/10. ábra**; σ_1 : 090/06; σ_2 : 181/11; σ_3 : 331/78; φ : 0,5337). Hasonló nyírást adnak az ugyanott észlelt laposszögű normálvetők is, melyeken a mozgást vetőkarcok mutatták (**VI/11. ábra**).

6.2 DACHSTEINI-KŐFEJTŐ

6.2.1 Törési deformáció

(6) A Nyagda-völgy (**VI/1. ábra**) déli végénél, a Nagy-Eménkes nyugati gerincének végén kicsiny, Dachsteini Mészkövet feltáró, napjainkra már felhagyott kőfejtő található. A feltárásban – számos oldalelmozdulásos és normális jellegű karc mellett – északi dőlésű síkokon északkelet-délnyugati irányú feltolódást mutató vetőkarcok voltak észlelhetők; a rövidülés iránya északkelet-délnyugatinak mondható (**VI/12. ábra**; σ_1 : 228/05; σ_2 : 321/30; σ_3 : 129/60; φ : 0,4928); a feltolódás síkja mentén történő nyírást



VI/12. ábra: A Dachsteini-kőfejtőben talált feltolódások képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 2 mérési adat.

északkelet felől délnyugat felé irányult.

6.3 HAJÓS-ÁROK

6.3.1 Képlékeny deformáció

(7) A Hajós-árok (VI/1. *ábra*) keleti ágának középső részén vörös színű bositrás, gumós jura mészkőben nagy hullámhosszú, kicsiny amplitúdójú redőződést lehetett észlelni. Maga a redő szemrevételezéssel alig érzékelhető, az érintősíkok mérése azonban alátámasztotta létezését (VI/13. *ábra*). Ezek geometriája alapján a redő tengelye megközelítőleg északnyugat-délkeletinek adódott, így a redőződést eredményező rövidülés iránya erre merőlegesnek, azaz északkelet-délnyugatinak mondható.

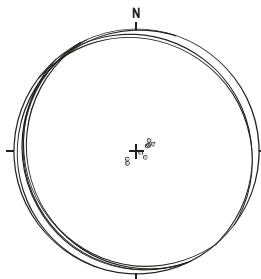
6.3.2 Töréses deformáció

(8) A Hajós-árok (VI/1. *ábra*) középső, kelet-nyugati csapású szakaszán, a völgyszakasz északnyugati felén a Lókúti Radiolarit egy feltárása található; jellegzetessége, hogy a tűzkőanyagban megjelenik az oxfordi mészkő betelepülése is. A feltárásban délnyugati dőlésű síkokon északnyugat-délkeleti összenyomás (VI/14. *ábra*; σ_1 : 146/13; σ_2 : 236/04; σ_3 : 342/77; φ : 0,4952) hatására kialakult vetőkarcokat lehetett észlelni; a feltolódási működése délkelet felől északnyugat felé történő nyírást okozott.

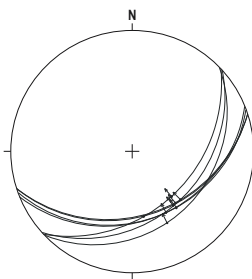
(9) Ugyanebben a feltárásban az oxfordi mészkőben nem-konjugáltan megjelenő rövidülési síkrendszer tagjait lehetett azonosítani (VI/15. *ábra*); a síkok átlagosan 134/42 fok irányba dőltek. Kialakulásuk jellegét a feltolódásosan elvetett réteghatárok és a rajtuk néhol mérhető, fentebb bemutatott karcok mutatták.

(10) A Hajós-árok nyugati részén (VI/1. *ábra*), az északkelet-délnyugati csapású ág középtájánál található egy kiváló észlelési lehetőséget nyújtó Lábatlani Homokkő-szálfeltárás. A homokkőfalban számos lapossgögű elválási sík volt észlelhető, melyek nem képeztek konjugált párokat. A síkok a rétegdőlést egyértelműen átmetszik, bár a feltolódásos jellegű elmozdulás ténye vetőkarcok segítségével nem volt dokumentálható. Ezek a felületek egy átlagosan 210/25 fokos dőlésű siksereget alkotnak; a hozzájuk rendelhető rövidülés iránya így északkelet-délnyugatinak, az aszimmetrikus síkokat kialakító nyírási iránya pedig északkeleti irányúnak mondható (VI/16. *ábra*).

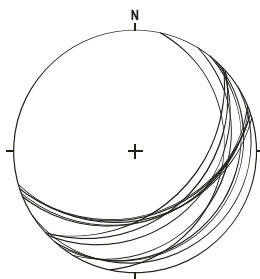
(11) Egy távolabbi, szintén a Hajós-árok (**VI/1. ábra**) nyugati végén lévő, szintén Lábatlani Homokkő-feltáráshoz hasonló tulajdonságokkal bíró, azonban már kapcsoltan megjelenő síksereget lehetett dokumentálni. A kapcsolt párok egyik tagja átlagosan 31/14 fokos, a másik pedig átlagosan 219/19 fokos dőlést mutatott. A mért adatok 95%-os bizonyosság mellett vett hibája igen kicsi – az északkeleties dőlésű síkokra 5,2 fok, a délnyugatiakra nagyobb, 9,7 fok. Ezek a síkok – akárcsak az előző pontban ismertetett szomszédos feltárás hasonló rövidüléssel síkserege – északkelet-délnyugati összenyomásról tanúskodnak (**VI/17. ábra**).



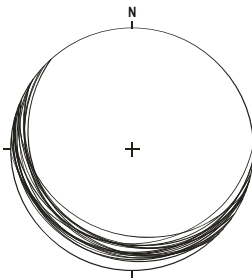
VI/13. ábra: A Hajós-árok középső részén észlelt redő érintősíkjai és annak póluspontjai Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 8 mérési adat.



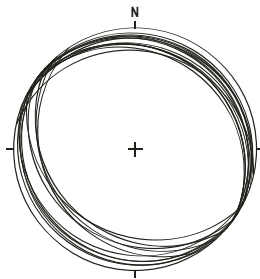
VI/14. ábra: A Hajós-árok középső részén észlelt feltolódások vetületi képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 8 mérési adat.



VI/15. ábra: A Hajós-árok középső részén talált rövidüléssel síkserege Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 13 mérési adat.



VI/16. ábra: A Hajós-árok nyugati felében észlelt sűrű behatolású síkserege Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 18 mérési adat.



VI/17. ábra: A Hajós-árok nyugati felében észlelt sűrű behatolású kapcsoltan megjelenő síkserege Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 18 mérési adat.

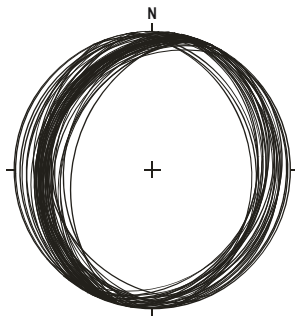
6.4 KIS-GERECSE

6.4.1 Törési deformáció

(12) Konjugáltan megjelenő laposszögű elválási síkokra nem csak a kréta képződményekben számíthatunk. A Kis-Gerecse (VI/1. *ábra*) északi oldalán lévő köfejtőben, közvetlenül a meredek falban álló Pisznicei Mésző tetején egy kicsiny, ám viszonylag jól tanulmányozható Kisgerecsei Márga szálfeltárás található; itt a kőzet anyagában számtalan laposszögű síkot lehet észlelni. A márga anyagában lévő elnyújtott-elnyírt klasztok felülete, ezek érintkezési vonala, valamint a klasztok felszínén adó, metszetben egyenes vonalként látszó agyagos felületek egy igen sűrű, egyveretű síkhálózatot adnak (VI/18. *ábra*). Bár repedések és piciny litoklázisok is észlelhetők bennük, mennyiségük alárendelt. A síkok nem az egész kőzetre kiterjedten jelentek meg, jelenlétük csak az agyagosabb részekre korlátozódott – a cementáltabb, illetve nagyobb átlagos szemcseméretű részekben alig vagy egyáltalán nem fordultak elő. A konjugáltan megjelenő síkok átlagosan 103/16 és 285/23 fokban dőlnek. Az általuk bezárt hegyesszög szögfelezője vízszintes, tehát akár kapcsolt Mohr-pároknak, akár nyíráss eredetű konjugált síkoknak értékeljük, az általuk meghatározott rövidülés síkja vízszintes. Sztereografikus vetületük (VI/19. *ábra*) szemrevételezésével látható, hogy a síkok szórása nem jelentős; 95%-os bizonyosságra ezt az érték rendre 8,7 és 9 foknak adódott. Amennyiben elfogadjuk, hogy rövidülés hatására alakultak ki, úgy ennek iránya kelet-nyugatinak adódik.



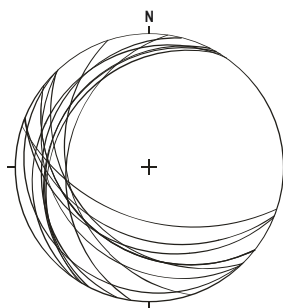
VI/18. *ábra*: A Kis-Gerecse márgájában észlelt sűrű behatolási síksereg; a síkok határát itt egymásra tolt és elnyírt klasztok mutatják. Balra kelet, jobbra nyugat; a méretarányt a toll adja.



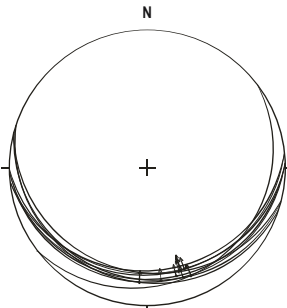
VI/19. *ábra*: A Kis-Gerecse márgájában észlelt sűrű behatolási síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 78 mérési adat.

(13) A Kis-Gerecse (VI/1. *ábra*) oldalán lévő feltárás sor legnyugatibb feltárásában más geometriájú kapcsolt síksereget is lehetett észlelni. Itt közvetlenül a Kisgerecsei Márga és a Pisznicei Mészkő szerkezeti érintkezése mentén – a nagyléptékű jobbos jellegű oldalelmozdulás síkjától egy méterre – igen bizonytalan megjelenésű lapos szögű síkok voltak tanulmányozhatók (VI/20. *ábra*). A síkokat nem a klastrok határa, nem is agyagos filmek, hanem repedések, apró elválások, litoklázisok alkották. A felületek mennyisége igen csekély volt, töredéke annak, mint amit az előzőleg bemutatott ponton észlelni lehetett. Ebben az esetben a megfigyelés sajnos kétséges, mivel a tektonikailag igénybe vett és ráadásul mállófélben lévő kőzetanyag igen könnyen darabokra hullott. Amennyiben elfogadjuk, hogy a konjugáltak látszó síkrendszer rövidüléssel eredetű, úgy észak-északnyugat – dél-délkeleti összenyomással magyarázhatjuk azok kialakulását.

(14) A fentebbi bizonytalan észlelésből származtatott összenyomás irányát megerősítik a Kis-Gerecse klasszikus kőfejtőjének keleti udvarában a Pisznicei Mészkővön mért feltolódások; a karcokat hordozó sík gyakorlatilag déli dőlésű, a kialakulásukért felelős összenyomás észak-északnyugat – dél-délkeleti (VI/21. *ábra*; σ_1 : 348/10; σ_2 : 257/05; σ_3 : 142/79; φ : 0,5113), és a feltolódási sík mentén észak-északnyugat felé irányuló nyírással állunk szemben.



VI/20. *ábra*: A Kis-Gerecse nyugati részén, márgában észlelt síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 15 mérési adat.



VI/21. *ábra*: A Kis-Gerecse Pisznicei Mészkőjében észlelt feltolódásos vetőkarcok Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 9 mérési adat.

6.5 NAGY-PISZNICE

6.5.1 Képlékeny deformáció

(15) A Nagy-Pisznice (VI/1. *ábra*) blokkjának felszínén lévő legidősebb kőzete, a Dachsteini Mészkö igen enyhe redőzöttséget mutat, melyet kicsiny, néhány méteres amplitúdó és jelentős, mintegy száz méteres hullámhosszúság jellemez (VI/22. *ábra*). Ez az igen enyhe redőzöttség közelről nem észlelhető, csak nagyobb távolságból – például a Kis-Gerecse köfőjtőjéből – látható tisztán. A Dachsteini Mészkö igen bizonytalan rétegdőlése, valamint a rétegdőlési adatok szórása miatt a pontos geometria (érintősíkok, redőtengely vagy



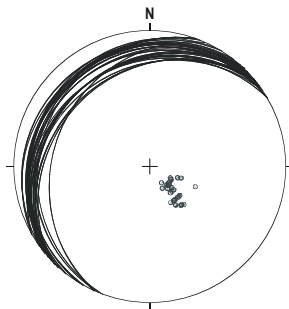
VI/22. *ábra*: A Nagy-Pisznice déli, klasszikus köfőjtőjének képe a Kis-Gerecséről. Balra nyugat, jobbra kelet; a kép szélessége megközelítőleg 2000 méter.

redőtengelysík iránya) nem mérhető, szemrevételezéssel azonban egyértelműen megállapítható e redőzöttség létezése. Mind a Nagy-Pisznice déli, mind pedig északkeleti oldalán lévő szálfeltárásokban észlelhető ez a geometria. A hegy blokkjának nyugati oldalán azonban ez a jelenség már nem figyelhető meg; ez arra enged következtetni, hogy a redő tengelyének iránya nagyjából észak-déli csapású lehet, bár ez a megállapítás jelentős hibával terhelt. A terület általánosan nyugatias rétegdőlése miatt a redőtengely tengelydőlése a vízszintestől nem térhet el jelentősen.

(16) A Nagy-Pisznice (VI/1. *ábra*) déli oldalán található bánya keleti felében lévő redő (VI/23. *ábra*) igen szembetűnő. A rétegfelszíneken a redőtengely irányába mutató karcokat lehetett észlelni; ezek minden bizonnyal a nyírásos hajlítási redőképződést kísérő szerkezeti formák, melyek a réteglap mentén bekövetkező nyírást jelzik (elsőként VIALON et al. 1976). A szemrevételezésen felül a redőződés tényét ebben az esetben is érintősíkok észlelésével lehetett megerősíteni; a redőt eredményező összenyomás északnyugat-délkeletinek mondható (VI/24. *ábra*).



VI/23. ábra: A Nagy-Pisznice déli, klasszikus kőfejtőjének keleti felében található redő. Balra délnyugat, jobbra északkelet; a kép szélessége 7 méter.



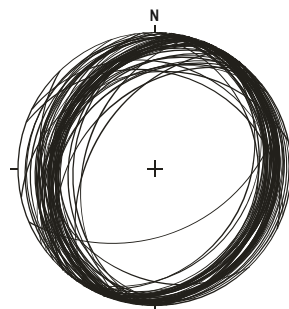
VI/24. ábra: A Nagy-Pisznice déli, klasszikus kőfejtőjének keleti felében található redő érintősíkjainak képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 54 mérési adat.

6.5.2 Töréses deformáció

(17) A Nagy-Pisznice (**VI/1. ábra**) déli oldalát képező bányafalban feltárt Kisgerecsei Márgában igen sűrűn megjelenő elválási síksereget lehetett észlelni; a síkhálózat tagjait itt is a klasztok elnyírt-elvonszolt felülete, érintkezési vonala, valamint agyagos felületek képezték (**VI/25. ábra**). Ebben a feltárásban kitűnően észlelhető, hogy a laposszögű síkok jelenléte erősen függ az anyagi minőségtől; az elválási felületek csak és kizárólag a



VI/25. ábra A Nagy-Pisznice márgájában észlelt sűrű behatolású síksereg. Balra nyugat, jobbra kelet; a méretarányt a toll adja.

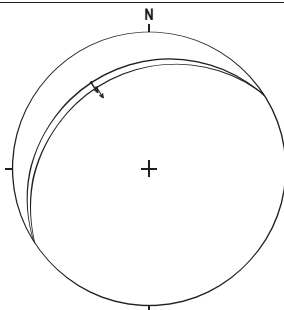


VI/26. ábra: A Nagy-Pisznice márgájában észlelt sűrű behatolású kapcsolt síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 105 mérési adat.

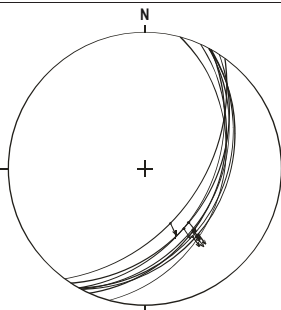
finomabb szemcseméretű, agyagosabb részekben jelentek meg. A síkok konjugált párban észlelhetők, az egyik síksereg átlagosan 107/17, a másik pedig 290/27 fokban dőlt, és nagyjából azonos volt a mennyiségük is (VI/26. ábra). Ebben az esetben szinte tisztán kelet-nyugati irányú rövidülést lehet rekonstruálni

(18) A Nagy-Pisznice (VI/1. ábra) redőjének felszínén található karcokon kívül egyéb feltolódásos mozgásra utaló indikátort is lehetett dokumentálni: a hegy déli felén található

közismert feltárás nyugati felében Pisznicei Mészkőben északnyugati dőlésű síkokon feltolódásokat lehetett észlelni, melyek északnyugat-délkeleti rövidülés (VI/27. ábra; σ_1 : 147/03; σ_2 : 057/00; σ_3 : 317/87; φ : 0,5000) hatására alakultak ki; a feltolódás síkján



VI/27. ábra: A Kis-Gerecse Pisznicei Mészkőjében észlelt feltolódásos vetőkarcok Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 2 mérési adat.



VI/28. ábra: A Kis-Gerecse Pisznicei Mészkőjében észlelt normálvetős vetőkarcok Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 8 mérési adat.

délkeleti történő nyírással állunk szemben; itt is találhatunk ehhez a nyíráshoz tartozóknak tűnő laposozógú normálvetőket is (VI/28. ábra).

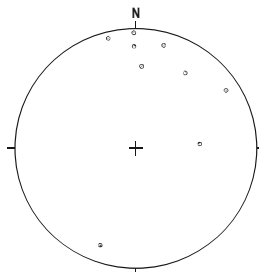
6.6 NYAGDA-VÖLGY ÉS VÖRÖS-BÁNYA

6.6.1 Képlékeny deformáció

(19) A Nyagda-völgy (VI/1. ábra) közepén lévő Vörös-bánya melletti hegyen egy jól feltárt középső- és késő-jura rétegsor tanulmányozható (CSÁSZÁR et al. 1998). A feltárásban található Lókúti Radiolarit Formáció erőteljes gyűredezettséget mutat (VI/29. ábra). Sajnos a feltártsági viszonyok és a redők kis mérete nem tette lehetővé érintősíkok észlelését, így a redőket csupán redőtengelyük (VI/30. ábra) lineációként észlelt irányával lehet bemutatni. A redőket kialakító rövidülés iránya megközelítőleg északnyugat-délkeletinek mondható.



VI/29. ábra: A Vörös-bánya Lókúti Radiolaritjában található redő. Balra nyugat-északnyugat, jobbra kelet-délkelet. A méretarányt a kalapács adja.



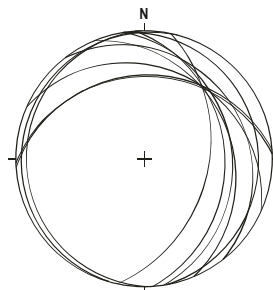
VI/30. ábra: A Vörös-bánya Lókúti Radiolaritjában észlelt redők redőtengelyeinek képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 9 mérési adat.

(20) A Vörös-bányától (**VI/1. ábra**) mintegy százötven méterre keletre egy kicsiméretű, ám igencsak tektonizált Lábatlani Homokkő-feltárás található. Ebben a kicsiny bányában két jól mérhető redő volt észlelhető, melyeket érintősíkjaik segítségével lehetett dokumentálni; ezek kialakulása – a fentebbi redőkhöz hasonlóan – északnyugat-délkeletinek rövidüléshez köthető (**VI/31., VI/32. ábra**).

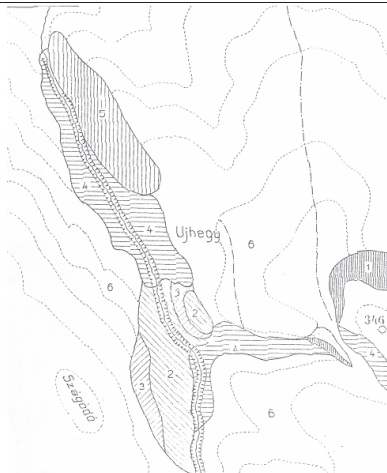
(21) A Nyagda-völgy (**VI/1. ábra**) területén található a Gerecse legrégebben dokumentált redője, melynek rétegsoráról felvételi jelentésében még LIFFA (1907) tett említést; maga a megfigyelés a mai napig teljesen helytálló, azonban a szerző nem ismerte fel a redő jelenlétét. Mind a LIFFA (1907) által bemutatott térképen (**VI/33. ábra**), mind pedig a terepi bejárások során megfigyelhető, hogy a patak völgyében északról dél felé haladva a Lábatlani Homokkő–Berseki Márga sorrendben folyamatosan idősödik a rétegsor. A völgy közepe táján megjelennek a jura képződmények – ez magának a Vörös-bányának rétegsora (CSASZÁR et al. 1998) –, melyeket a bánya északi peremétől újra a Berseki Márga fed. Szintén megállapítható, hogy a völgy északi részén a rétegdőlés általánosan északias, míg déli részén délies. Ez a jelenség egy nagyméretű, széles és szelíd antiformként értelmezhető. A terület alaposabb vizsgálata, valamint részletesebb dőlésmérés segítségével másodrendű redők jelenléte megállapítható. Azonos képződményen belül, akár igen rövid távon is meg lehetett figyelni, hogy a rétegdőlés váltakozva hol északnyugati, hol pedig délkeleti; a rövidülés általános iránya északnyugati-délkeleti mondható.



VI/31. ábra: A Vörös-bánya melletti Berseki Márga-feltáráásban található redő. Balra nyugat-északnyugat, jobbra kelet-délkelet. A méretarányt a kalapács adja.



VI/32. ábra: A Vörös-bánya Lókúti Radiaritájában észlelt redők redőtengelyeinek képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 9 mérési adat.



VI/33. ábra: LIFFA (1907) észlelési térképe a Nyagda-völgyről; méretarány nélkül. A térkép magassága megközelítőleg 3 km. Jelek: 1: triász; 2-3: jura; 4: kréta márga; 5: kréta homokkő; 6: egyéb.

6.6.2 Töréses deformáció

(22) A Nyagda-völgyben lévő Vörös-bánya (**VI/1. ábra**) jura rétegsorában a feltárt vörös gumós, agyagközs mészko erősen tektonizált, elnyírt, benne számos észak-északnyugat – dél-délkeleti rövidüléshez köthető duplex-geometriájú szerkezet található.

Szintén kompresszió jelenlétét erősítheti meg a feltárt középső – késői-jura radiolarit redőzöttsége és az átlaghoz képest vett jelentős kivastagodása is (CSASZAR et al. 1998).

6.7 ÖRDÖGGÁTI-KŐFEJTŐ

A szerkezetalakulás megértésében kulcsszerep jutott az Ördöggáti-kőfejtőnek (*VI/1. ábra*); kiemelt fontossága miatt a részletekbe menően szükséges tárgyalni szerkezetgeológiai ismérveit.



VI/31. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtőben található ferde rétegzettségű test. Balra észak, jobbra dél; a kép szélessége 20 méter.

A feltárás leglátványosabb, messziről szembeötllő szerkezete egy, a kőfejtő jó részén végighúzóódó, a rétegzéssel nagyjából párhuzamosan megjelenő ferde rétegzettségű test (*VI/31. ábra*). Ennek az anomális kinézetű egységnek a függőlegesen vett vastagsága 80-150 centiméter; az összlet mind északkeleti, mind pedig délnyugati irányban elvégződik a feltárás területén belül, teljes hossza nagyjából 80 méternek mondható. Az alatta és felette lévő márgarétegek – azaz az alsó és felső normális rétegzettségű testek – rétegdőlése a vízszinteshez közeli és gyakorlatilag azonosnak mondhatók. Számos kéziratosa munka (HALUPKA et al. 1992, CZAUNER et al. 2006 és BOTFALVAI et al. 2007) mellett BALKAY (1955) mutatja be a feltárást, bár a szerzők az észlelések értelmezésére csak visszafogottan vállalkoznak. A feltárás szerkezeteinek leírása SASVÁRI (2009A) szerint kerül ismertetésre.

6.7.1 A ferde rétegzettségű test határai

Az alsó normális rétegzettségű és a ferdén rétegzett összletek érintkezése (*VI/32., VI/33. ábra*) egy kiválóan észlelhető diszkrét sík. Szintén tisztán látható, hogy a sík kivétel nélkül lemetszi a ferde rétegzettségű test rétegeit. A lemetszés egyenes, éles, a ferde rétegekben semmilyen egyéb elváltozást – képlékeny deformációt, összetöredezést vagy felleveledést – nem okoz.

A sík viszonya az alsó normálisan rétegzett testhez megtévesztő: felületes szemlélő a réteggéssel párhuzamosnak mondaná. Alaposabb szemrevételezéssel azonban látható, hogy ez csak a feltárás középső részére, a BALKAY (1955) által is ismertetett részre igaz; északkeleti, valamint délnyugati irányban ez a sík belemetsz az alsó normális rétegzettségű test rétegeibe is (VI/33. ábra). Az érintkezés síkja a réteglapok dőléséhez képest igen laposszögű, ezért nem is igazán szembeötlő. A konkrét szemrevételezésen kívül egy-egy homokosabb összetételű réteg mint referencia kiválóan segíthet a geometria azonosításában.



VI/32. ábra: Az Ördögáti-kőfejtőben található ferde (felül) és normál (alul) rétegzettségű test. Balra észak, jobbra dél; a kép szélessége 50 centiméter.



VI/33. ábra: Az Ördögáti-kőfejtőben található ferde (felül) és normál (alul) rétegzettségű test érintkezése. Balra északnyugat, jobbra délkelet; a kép magassága 1 méter.

A felület a feltárás északkeleti részéről elindulva összességében másfél méternyi vastagságot metsz el lefelé haladva. A sík nem egyenletes: a feltárás közepéig mintegy két – két és fél méternyi réteg lemetzés után nagyjából egy métert lép rétegtanilag felfelé. Az alsó érintkezési sík környékét megbontva BALKAY (1955) közelebről meg nem nevezett irányú karcokat jegyzőkönyvezett – ilyenek a terepi munka során itt nem voltak észlelhetők, a feltárás más részeiben viszont igen. Szintén nem sikerült észlelni a BALKAY (1955) által említett „megfolyás” nyomait sem.

Az alsó érintkezési sík alatt nem sokkal, egy homokosabb kifejlődésű rétegben szép szerkezeti jelenséget lehetett találni (VI/34. ábra). Előrebocsátandó, hogy a nagyobb homoktartalmú rétegekben lévő szerkezetek értelmezése jelentős elővigyázatosságot igényel: a teljes feltárás anyaga tartalmazhat üledékes eredetű formákat, így például lencse alakú homoktesteket, ezért ezeket a megfigyeléseket különösen kritikusan kell kezelni. Ebben az esetben viszont biztosan szerkezeti jelenséggel állunk szemben: a centiméteres vastagságú homokkőlencsét három meredekebb sík metszette át, és az egyik mentén a homokkő tisztán észlelhető duplex-szerkezetet vett fel.

A ferdén rétegzett összlet felső határát alkotó sík (**VI/35. ábra**) is kiválóan észlelhető, éles, jól megfigyelhető. A ferde rétegzettségű test rétegeit élesen elmettsezi; a metszés környékén egyéb alakváltozást vagy elváltozást – képlékeny deformációt, jelentős felaprózódást – nem okoz. A felső érintkezési sík első pillanatra szintén a rétegzéssel párhuzamosnak mondható. Közelebből szemügyre véve azonban kitűnik, hogy ez a sík is belemetsz a felső normális rétegzettségű test rétegeibe, bár a rétegdőléshez mérten igen lapos szögben.



VI/34. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtő márgájának homokkölcenséjében található duplex. Balra észak, jobbra dél; a kép szélessége 20 centiméter.



VI/35. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtőben található normális (felül) és ferde (alul) rétegzettségű test érintkezése. Balra nyugati, jobbra kelet; a kép szélessége 1 méter.

A felső és alsó érintkezési síkok teljes egészében körül fogják a kibillentett rétegzettségű testet. A két sík összetalálkozása a feltárás északkeleti részén észlelhető – a síkok egyre közelítenek egymáshoz, érintkeznek, majd a réteghatárra lecsatlódnak. A ferde rétegzettségű test geometriája is kirajzolódik: egy igen lapos, északnyugat-délkeleti irányban elnyújtott rombusz átmetszetű alakkal állunk szemben.

6.7.2 Normálvetők

Az Ördöggáti-kőfejtőben észlelhető ferde rétegzettségű összletet néhány laposszögű normálvető tagolja; ezek élesen, tisztán látható, a síkok gyakorlatilag vízszintesek (**VI/36. ábra**). A vető síkja helyenként nem egyetlen síkszerű elemre korlátozódik, hanem egész vetőzónaként jelenik meg (**VI/37. ábra**), a mozgás irányához kapcsoltnak becsipett, erősen igénybevett márgarétegekkel. Az elvetés jellege és mértéke is megfigyelhető: jól azonosítható homokkőves betelepüléseket tartalmazó rétegek mentén nagyjából deciméteres nagyságú normális jellegű elvetés észlelhető. Ezen kívül más jelenségek is mutatják az elvetés jellegét: az elvetett szárnyon, különösen a ferde rétegzettségű test teteje felett a rétegek nagyon enyhén meghajlása, tágulósos redőződése észlelhető (**VI/36. ábra**). Fontos megemlíteni, hogy a feltárás más részeiben ehhez hasonlóan megjelenő normálvetők nem észlelhetők.



VI/36. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtőben található lapos szögű normálvető és a vető mentén történő mozgás hatására kialakult, táguulás hatására létrejött rogyás. Balra észak, jobbra dél, a kép szélessége 5 méter.



VI/37. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtőben található lapos szögű normálvető síkja a morgás irányába beforgott, szétnyírt autigén klasztokkal. Balra észak, jobbra dél, a kép szélessége 1 méter.

6.7.3 Síkok

Az Ördöggáti-kőfejtő falában számos síkrendszer észlelhető; ezek helyenként egészen szabályos mintázatot adnak a kőzetnek. Háromfajta, megjelenésében igen eltérő síkféleséget lehetett észlelni.

(23) Az alsó normális rétegzettségű testben – közvetlenül az érintkezés síkja alatt – helyenként meredek nyugatias dőlésű, közepes behatolású síksereg figyelhető meg (**VI/38. ábra**). Ugyanez a jelenség a felső érintkezési felület felett, a normális rétegzettségű testben sokkal markánsabban jelenik meg. A Bersek-hegy mellett az Ördög-gát volt az a feltárás, ahol ezek a felületek a legszebben látszódtak. Megfigyelhető, hogy a repedésrendszer szinte hálószerűen járja át a kőzetet, nagyjából két-három centiméterenkénti megjelenéssel. A síkok markánsak, jól érzékelhetők, több rétegen is keresztülhatolnak. Felszínükön sem mozgásindikátorokat, sem ásványos kitöltést nem lehetett észlelni.

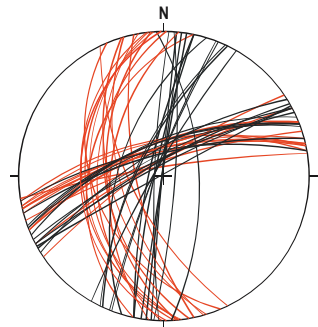
(24) A kőzet anyagát igen sűrűn járják át meredek hajszálrepedések (**VI/39. ábra**), melyek mind a normálisan, mind pedig a ferdén rétegzett testben megjelennek. A teljes feltárásban számos meredek, gyakorlatilag kelet-északkelet – nyugat-délnyugati és észak – déli csapású hajszálrepedés figyelhető meg (**VI/40. ábra**). A síkok közepes behatolásúak, általában teljesen átjárják a márgarétegeket. Megjelenésük több dologban is eltér a fentebb bemutatott sűrű behatolású nyugatias síkseregétől. Ezek a hajszálrepedések nem jelennek meg dominánsan, bár jelenlétük tisztán észlelhető. Általában egy, legfeljebb két réteget metszenek át, utána a réteghatáron lecsatolódnak. Fontos és gondolatébresztő jelenség, hogy a felső és alsó normálisan rétegzett blokkban a síkok dőlésiránya és dőlésszöge nagyjából azonos volt, ám a ferde rétegzettségű testben ettől eltérő dőlésértékeket lehetett megfigyelni (**VI/40. ábra**).



VI/38. ábra: Az Ordóggáti-kőfejtőben észlelhető meredek, nyugatias dőlésű síkok; balra északnyugat, jobbra délkelet. A kép szélessége 50 centiméter.



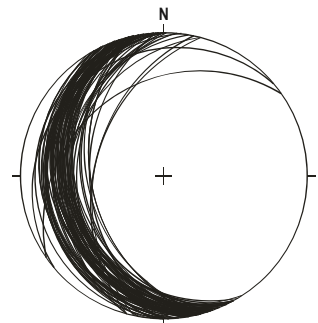
VI/39. ábra: Az Ordóggáti-kőfejtőben található meredek hajszálrepedési rendszer képe; balra észak, jobbra dél. A kép szélessége 20 centiméter.



VI/40. ábra: Az Ordóggáti-kőfejtőben található meredek hajszálrepedési rendszer sztereografikus képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben; fekete: normálisan, piros: ferdén rétegzett egység. 51 mérési adat.



VI/41. ábra: Az Ordóggáti-kőfejtőben észlelhető nyugatias dőlésű szigmoidális síkok; balra nyugat, jobbra kelet. A kép szélessége 10 centiméter.



VI/42. ábra: Az Ordóggáti-kőfejtőben nyugatias dőlésű szigmoidális síkok sztereografikus képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 102 mérési adat.

Ez az észak-déli csapású síkok esetén igen látványos, míg a kelet-északkelet – dél-délnyugati csapásúaknál kevésbé szembetűnő, bár észlelhető. Sajnos a márga anyagi minősége már önmagában sem igazán garantálja vetőkarcok megőrződését; a karcok konzerválására alkalmas ásványos bekérgezés csak elvétve fordul elő az Ördögáton, akkor is jellemzően mozgásjelzők nélkül. Szerencsére mind a kelet-északkelet – nyugat-délnyugati, mind pedig észak-déli csapású síkok egyikén sikerült egy-egy vetőkarcot észlelni: ezek rendre jobbos és balos jellegű oldalelmozdulásról tanúskodnak. Ennek értelmében – és a törések képét is szem előtt tartva – kézenfekvő ezeket a síkokat kapcsolt nyírásos hajszálrepedésnek tartanunk.

(25) A feltárás ferde rétegzettségű blokkjában sűrű behatolású, nyugati dőlésű lapossgözü síksereg látható (*VI/41., VI/42. ábra*) (SASVÁRI 2008A). A parányi felületek ritmikusan, 2-5 centiméterenként jelennek meg a márgarétegekben, azonban a homokkőtestekben nem észlelhetők. Alakjuk nem síkszerű, hanem szigmoidális, azaz a rétegzés közepe táján a legmeredekebbek, a réteglap alsó és felső határára érve azonban belesimulnak abba. A felületek pici, görbült felszínű, rombusz alakú testeket fognak közre, melyek anyaga a szigmoidális síkok környezetében fellevelesedik. Ilyen síkocskák csak a kibillentett rétegzésű testben fordulnak elő, de abban helyenként uralkodó mennyiségben.

6.7.4 Rétegzéssel párhuzamos karcok

Érdemes kiemelt figyelmet szentelni a rétegzéssel párhuzamos karcoknak. Ezek a mozgásindikátorok réteglappal párhuzamos nyírást jelölnek, melynek oka egy inkompatibilis csúszófelületen történő mozgástól a redőképződés nyírásos modelljéig (vö. VIALON et al. 1976) igen sokféle lehet.

A réteglapokon megjelenő karcok több helyen is előfordultak a feltárásban, többek között a ferde rétegzettségű blokk felső érintkezési felületén, valamint a bányaudvar északi részén, az alsó érintkezési sík alatt nagyjából egy méterrel. A karcok síkja a rétegzés maga, a karc mint lineáció iránya pedig (26) kelet-északkelet – nyugat-délnyugatinak (VI/43. ábra), illetve (27) északkelet-

délnyugatinak (VI/44. ábra) mondható. A márga anyagi minősége és az ásványos bekérgezés hiánya nem tette lehetővé

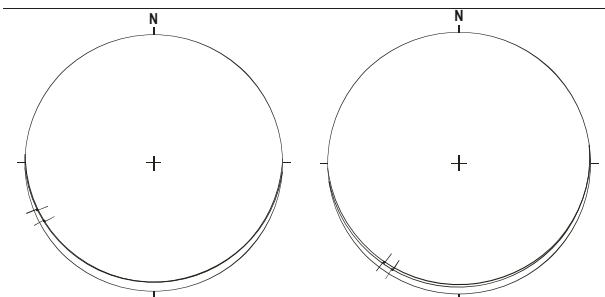
mozgásindikátorok

megőrződését, így

nem lehet eldönteni,

hogy a vetőkarcok

mint lineációk mentén melyik irányba történt.

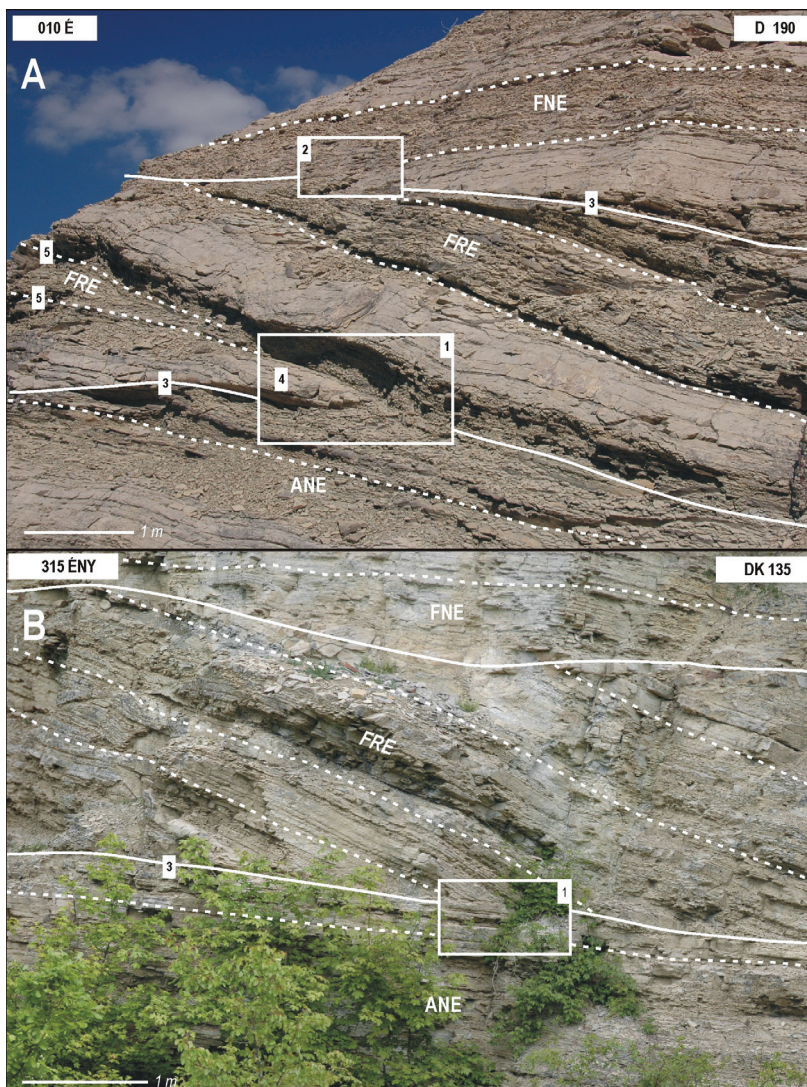


VI/43. ábra: Az Ördögáti-kőfejtőben észlelt kelet-északkelet – nyugat-délnyugati és északkelet-délnyugati réteglap menti lineációk sztereografikus képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben.

VI/44. ábra: Az Ördögáti-kőfejtőben észlelt kelet-északkelet – nyugat-délnyugati és északkelet-délnyugati réteglap menti lineációk sztereografikus képe Schmidt-félgömbön, alsó vetületben.

6.7.5 A ferde rétegzettségű test szerkezetgeológiai eredete

A feltárt képződmények fáciése okán szükséges volt az üledékes eredetet tanulmányozni; különösen azután, hogy FÜLÖP (1958), KRIVÁN (1989), KRIVÁN & PÉRÓ (1989), FOGARASI (1995, 2001) és SZTANÓ (1991) munkája a mintegy egy kilométerre található Bersek-hegy kréta törmelékes képződményeiből számos üledékmozgáshoz köthető megfigyelést ismert. Emiatt célszerű volt az Ördögáti-kőfejtőben talált jelenségeket a szerzők által bemutatott és részletesen tárgyalt észlelésekkel egybevetni. A SZTANÓ (1991) által dokumentált (és FOGARASI 1995 által hivatkozott) csuszamlásos összlet a mai napig tanulmányozható a Bersek-hegy északi felén, az őrlőmű felett-mellett. Az Ördögáti-kőfejtőben és a Bersek-hegyen látott feltárásrészletek között az alábbi különbségek észlelhetők (VI/45. ábra).



VI/45. ábra: A Bersek-hegyről SZTANÓ (1991) által leírt üledékes szerkezet (fent) és az Ördögáti-kőfejtőben található szerkezet (lent). Értelmezés a szövegben.

- A Bersek-hegyen mind a ferde, mind a normál rétegzettségű testek rétegei *rálapolódnak* az egységeket jól-rosszul elválasztó síkra (VI/45/1. *ábra*); az Ördöggáti-kőfejtővel ellentétben *nem általánosan jellemző* a ferde rétegek aljának és tetejének lenyíródása.
- Az Ördöggáttal ellentétben a Bersek-hegyen *döntően a normál rétegzettségű* test rétegei szenvedtek lenyesést (VI/45/2. *ábra*), és nem szinte kizárólag a ferde rétegzettségű test rétegei.
- A ferde és normál rétegzettségű testek határa a Bersek-hegyen – az Ördöggáti-kőfejtőben megfigyelhetővel ellentétben – javarészt a *ferde* és nem a normál rétegekkel párhuzamos (VI/45/3. *ábra*).
- A normális és ferdén rétegzett egységek határa a Bersek-hegy üledékes eredetű szerkezeténél *nem elvágólagos és éles*, mint az Ördöggáton (VI/45/3. *ábra*).
- A Bersek-hegyen a ferde rétegzettségű egységen belül hajlított, kiékelődő testek figyelhetők meg (VI/45/4. *ábra*); ilyet az Ördöggáti-kőfejtő feltárásában nem találunk.
- A fentebbi megfigyeléssel összhangban a Bersek-hegyen a rétegdőlés folyamatosan változik a ferdén rétegzett egységen belül (VI/45/5. *ábra*), melyhez hasonlóat az Ördöggáton nem észlelünk.
- A Bersek-hegy feltárásában a ferdén rétegzett testben *nem található meg* az Ördöggáton megjelenő rétegzéshez kapcsolt szigmoidális síkok (VI/45/4. *ábra*).
- A Bersek-hegyen a normál rétegzettségű test ferde rétegzettségűhöz közeli részén *nem figyelhető meg* az Ördöggáton találhatóhoz hasonló sűrű behatolású síksereg.

FOGARASI (1995) munkájában a csuszamlásos deformáció további bélyegei találhatók meg; ennek értelmében a csuszamlások

- *homorú, középen kivastagodó* kőzettesteket eredményeztek, amelyekben
- kicsiny *üledékes tágulások szerkezetek* találhatók;
- a deformált kőzettestek 15-20 fokos *szögkülönbséggel* érintkeznek a környező rétegekkel;
- a csuszamlások alja helyenként *keményfelszínként* értelmezhető.

Az Ördöggáti-kőfejtő esetében kevés hasonló jelenséget találhatunk; gyakorlatilag az egyetlen azonos kritérium, hogy adott rétegek szögkülönbséggel érintkeznek egymással. Kőzetrétegek érdemi kivastagodását és jelentős meghajlását sem a ferde rétegzettségű test egészében, sem pedig az alsó és felső érintkezési síkok környékén nem lehet észlelni. A síkokon nem fedezhető fel a FOGARASI (1995) által bemutatott keményfelszínhez hasonló

jelenség, továbbá törmelék- vagy szemcsefolyásoknak sem találhatók nyomai. Tömegmozgásokhoz kapcsolható eróziós mélyedésekről is említést tesz a szerző, melyek felett törmelék- és szemcsefolyások szemcse- és mátrixvázú nyomai, vagy akár a környezetből felszakított blokkok is észlelhetők – ehhez hasonló megfigyeléseket az Őrdögáti-kőfejtőben nem lehetett tenni.

A fentebbi összehasonlítás okán a vizsgálódás egyre inkább a szerkezetgeológiai hatók megismerése irányába mozdult el; ennek legfontosabb lépése a feltárásban megismert szerkezeti elemek működésének egybevetése és értelmezése volt.

6.7.6 A szerkezeti modell

A szerkezetalkító folyamatok megértésében kulcsszerephez jutottak a (25) szigmoidális geometriával bíró felületek. Ezek nyíráshoz köthető síkként (s) értelmezendők, melyek a rétegzéssel (c) kapcsoltan megjelenő s-c síkrendszert alkotnak (elsőként BERTHÉ et al. 1979). A kapcsolt s-c síkrendszer önmagában kiválóan alkalmas a tisztán nyírási esetekben a feszültségviszonyok és mozgások rekonstruálására. Amennyiben ezek a szigmoidális síkok egy s-c rendszer tagjai, úgy a réteglapok mentén lévő nyírási normális jellegűnek adódik. Ez a felismerés összhangban van a normálvetők jelenlétével, és alátámasztja a *helyi* – nyírási síkok közötti – húzásos deformáció jelenlétét. Ebben az esetben a rétegek elmozdulása a feltárás képén (VI/31. ábra) balról jobbra, azaz megközelítőleg északról délre történt.

A ferde rétegzettségű blokk alsó és felső határának eredete az 6.7.5. fejezetben leírtak okán szerkezetgeológiai; ezt mutatja a ferde helyzetű rétegek alsó és felső élének élesen elválasztott vége is, és ezt engedik sejtetni a réteglapokon talált vetőkarcok is. Kézenfekvőnek kínálkozik a megoldás, hogy a ferde rétegzettségű egység határait mint a rétegzéssel gyakorlatilag párhuzamos nyírássíkokat értelmezzük – ez összhangban van a réteglapon észlelt vetőkarcok megjelenésével is. Az alsó lenyesési sík alatt talált homokkőben megjelenő duplex a síkhoz kapcsolódó nyírási irányával kapcsolatban ad információt.

A feltárásban lévő laposozógú normálvetők a ferde rétegzettségű testet tagolják; a normálvetők mentén nagyjából deciméteres nagyságrendű függőleges elvetés észlelhető. Amennyiben a vetők mentén mozgás történt, úgy – a könnyen belátható térfogati problémákat elkerülendő – a ferde rétegzettségű test blokkjainak kiforgásával is számolnunk kell. Ez a forgás – figyelembe véve a normálvetők mentén történő elmozdulás mértékét – minden bizonnyal nem volt jelentős mértékű. Ez összhangban is van a feltárásban észlelhető jelenségekkel: a ferde és a normál rétegzettségű testek rétegdőlése között átlagosan 10-15

foknyi az eltérés. A kiforgás – a feltárás képét szem előtt tartva – óramutató járásával megegyezően kellett történnjen.

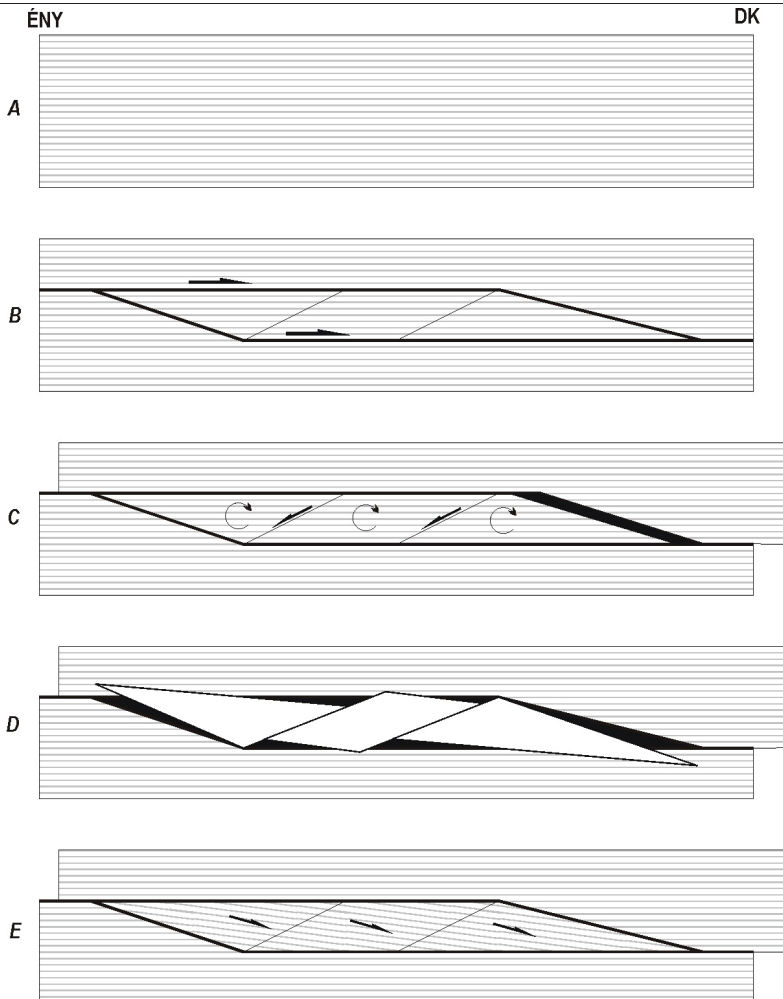
Ezek a síkok gyakorlatilag csak az alsó és felső nyírófelület közvetlen közelében jelennek meg, így kézenfekvő közös eredettel magyarázni őket. Fontos felismerés, hogy (23) a sűrű behatolású nyugatias síksereg dőlésiránya és a réteglappal párhuzamosan észlelt (26) karcok mint lineációk iránya nagyon hasonlóan mondható; a síkrendszer tagjai gyengén fejlett, keleti irányú nyíráshoz kapcsoltan megjelenő palássági síkorként értelmezhetők.

A ferde rétegzettséggel bíró lencseszerű test egészét eredményező helyi deformáció rövidülési vagy tágulási lehet; előbbire számos kiváló példát ismerünk. Az Ördögáti-kőfejtőben láthatóhoz hasonló geometriát mutat be példaként PRICE AND COSGROVE (1991, 176p) munkája; ebben az esetben egy lencseszerű, réteglapok mint nyírósíkok által határolt testben a szigmoidális geometriával rendelkező rétegek érintkezési felülete egyben nyírási sík is, melynek mentén feltolódási jellegű mozgás játszódott le. Rövidülés esetben egy többszörös duplex-szerkezet alakulhat ki egyetlen réteg többszöri egymásra tolódásával, így a feltárásban egyetlen, azonos réteg ismétlődését kellene látnunk; ezt viszont nem tapasztaljuk. További feloldandó ellentmondás, hogy összenyomási esetben többszáz méternyi rövidülés eredményét kellene látnunk, azonban ilyen markáns deformáció nyomaival nem találkozunk.

A kapcsolt s-c síkok mentén réteglappal párhuzamos mozgás játszódott le, mely jelenlegi helyzetben normál jellegű elmozdulásként írható le. Továbbá a ferde rétegzettségű blokkot bizonyítottan normális elmozdulású lapos-szögű síkok tagolják; ennek okán a figyelem egyre inkább a helyi húzásokkal kontrollált szerkezetalakulás felé fordult. A szerkezeti geológiában nem ismeretlen a nyíráshoz köthető tágulási deformációk jelenséggöre, melynek két alesetét különböztethetjük meg aszerint, hogy a nyírási irányok által meghatározott mozgással azonos, avagy ellentétes irányba forogtak-e ki a nyírósíkok által határolt blokkok. Az utóbbi eset a közismertebb: a modellt és értelmezését például WERNICKE & BURCHFIEL (1982), NUR et al. (1986) és MANDL (1987) tárgyalják akár részletekbe menően is.

Az első esetre viszont – amikor a nyírás irányával *megegyező* irányba fordulnak a nyírósíkok által határolt blokkok – viszonylag kevés példát találunk a szerkezeti geológia irodalmában; a jelenségre elsőként NICHOLSON et al. (1986) mutatott be példát a Szent András-törésvonal környékéről. Ez a modell az alapja TARI (1991) klasszikus blokkrotációs munkájának is. KIM (2000) és KIM et al. (2004) dolgozata hasonló jellegű oldalelmozdulások

által kontrollált szerkezetre mutat be általános és konkrét példát. Centiméteres – milliméteres méretben feltöredező és kiforgó ásványszemcsékre mutat a makrotektonikai bélyegekre kísértetiesen emlékeztető geometriát SIMPSON & SCHMIDT (1983) munkája.



VI/46. ábra: Az Ördöggáti-kőfejtő szerkezetének kialakulása; magyarázat a szövegben.

A fentiek alapján immár lehetőség nyílik a modell kialakítására; ennek értelmében kezdeti, deformálatlan feltárás (VI/46/A. ábra) közeteiben létrejövő egymásba simuló, rétegtanilag lefelé lépő nyírósíkok a szerkezet alapvető és meghatározó elemei. A síkok

mentén történő nyírás okán a közöttük lévő összlet deformációt szenvedett. Az alakváltozáson túl a ferde rétegzettségű test blokkokra töredezett (VI/46/B. ábra), mely blokkok a nyírás hatására kiforogtak (VI/46/C. ábra); a határoló sík mentén így normálvetős jellegű mozgást tapasztalunk (VI/46/C. ábra). A forgás hatására fellépő térfogati problémák – átfedések és üregek (VI/46/D. ábra) – a rétegek réteglap menti normális jellegű elmozdulása során keletkezhetnek volna (VI/46/E. ábra); erre azonban a rétegekben fellépő belső deformáció adott megfelelő választ.

A feltárás falával (VI/31. ábra) szemben állva így a nyírás balról jobbra, a normálvetők mentén történő elvetés jobbról balra, és ennek eredményeként a blokkok forgása óramutató járásával azonos irányban történt.

A hajszálrepedések sztereografikus képét megtekintve látható, hogy az észak-déli csapású síkok közül azok, amelyek a ferde rétegzettségű testben találhatók, geometriájukban szembetűnően eltérnek a normális rétegzettségű testekben észleltektől – jóval laposabbak annál. A kelet-délkelet – nyugat-északnyugati csapású síkok esetében ez a jelenség ennyire tisztán nem észlelhető, mivel a meredek síkok csapása nagyjából egybeesik a rétegek dőlésével. Ezen „anomális” töréseket a kiforgott blokkok rétegdőlésével visszadöntve hasonló képet kapunk, mint a normális rétegdőlésű testen észlelt törések esetén. Ez utóbbi jelenség egyetlen lehetséges magyarázata, hogy kialakulásuk korábbiak, mint a rétegek kiforgásának a kora. Nagy valószínűséggel ehhez a fázishoz tartoznak az északkelet-délnyugati irányú réteglappal párhuzamos mozgást mutató vetőkarcok is.

6.7.7 Az Ördögáti-kőfejtőben észlelt szerkezeti fázisok sorrendje

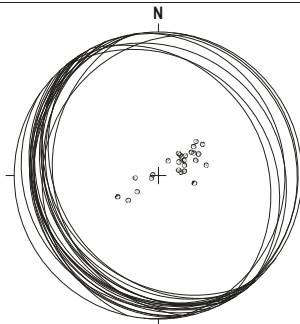
A fentiek értelmében az Ördögát feltárásában megismert deformációs fázisok közül az elsőt a (24) meredek kelet-délkelet – nyugat-északnyugati és észak-déli csapású hajszálrepedések mutatják; ezek korban biztosan megelőzik a kinyírt blokkok forgását, egyben a két vízszintes nyírási sík működését. A hajszálrepedések és a rajtuk mért vetőkarcok szerkezeti képét szem előtt tartva egy északkelet-délnyugati összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségtérrel állunk szemben.

A réteglapok mentén észlelt (26 és 27) vetőkarcok, az (25) s-c palássági síkok, valamint a (23) sűrű behatolású meredek nyugatias dőlésű síkok szinte pontosan kelet-nyugati irányú összenyomásról árulkodnak. Mivel ez utóbbiak az alsó és felső lenyesési síkokhoz kapcsoltnak jelennek meg, így pontosíthatjuk a deformáció jellegét: szinte pontosan nyugat felől kelet felé irányuló nyírást dokumentálhatunk.

6.8 TARDOS, BÁNYA-HEGY

6.8.1 Képlékeny deformáció

(28) A Tardos felett lévő Bánya-hegy területén feltáruló Pisznicsei Mészkőben egy nagyméretű redőzött forma észlelhető. Pusztán szemrevételezéssel, bármilyen mérés nélkül is kiválóan megfigyelhető, hogy a bánya északnyugati felén délkeletre, a délkeletin viszont nagyjából északnyugatra dőlnek a közetrétegek. A redő amplitúdója igen csekély, ám hullámhossza több mint ötszáz méterre becsülhető. A fekü (Dachsteini Mészkő) és a fedő vörös gumós ammoniteszes mészkő (Kisgerecsei Márga) redőzöttsége nem észlelhető. A redő tengelyének iránya északnyugat-délkeleti, így a rövidülés iránya északkelet-délnyugati (VI/47. ábra).



VI/47. ábra: A tardosi Bánya-hegy márgájában lévő redő érintősíkjai Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 26 mérési adat.

6.8.2 Töréses deformáció

(29) A Bánya-hegyen a Kisgerecsei Márga formáció feltárásában laposszögű elválási felületeket lehetett dokumentálni. A kőzet anyagi minősége nem volt ideális: erősen aprózódott, nagyon könnyen széthullott, növelve ezzel a mérés bizonytalanságát. Az észlelt síkok aszimmetrikusan konjugált párban jelentkeztek (VI/48. ábra); meghatározó volt az átlagosan 241/20 irányban dőlő síkok dominanciája, és alárendelten jelentek csak meg a konjugált, átlagosan 69/14 fokos irányba mutató síkok. Az ideálisnál sokkal rosszabb feltártsági viszonyok ellenére a mért értékek szórása nem jelentős: rendre 7,7 és 9,1 fokos volt. A mérési eredmények összevetéséből kiválóan látható, hogy a Tardos feletti Bánya-hegyen lévő redőt és a konjugált síksereget kialakító rövidülés iránya gyakorlatilag azonosnak, azaz északkelet-délnyugatinak mondható.



VI/48. ábra: A tardosi Bánya-hegy márgájában észlelt sűrű behatolású síksereg Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. 36 mérési adat.

6.9 A GERECE TERÜLETÉN ÉSZLELT RÖVIDÜLÉSEK DEFORMÁCIÓK ÁTTEKINTÉSE

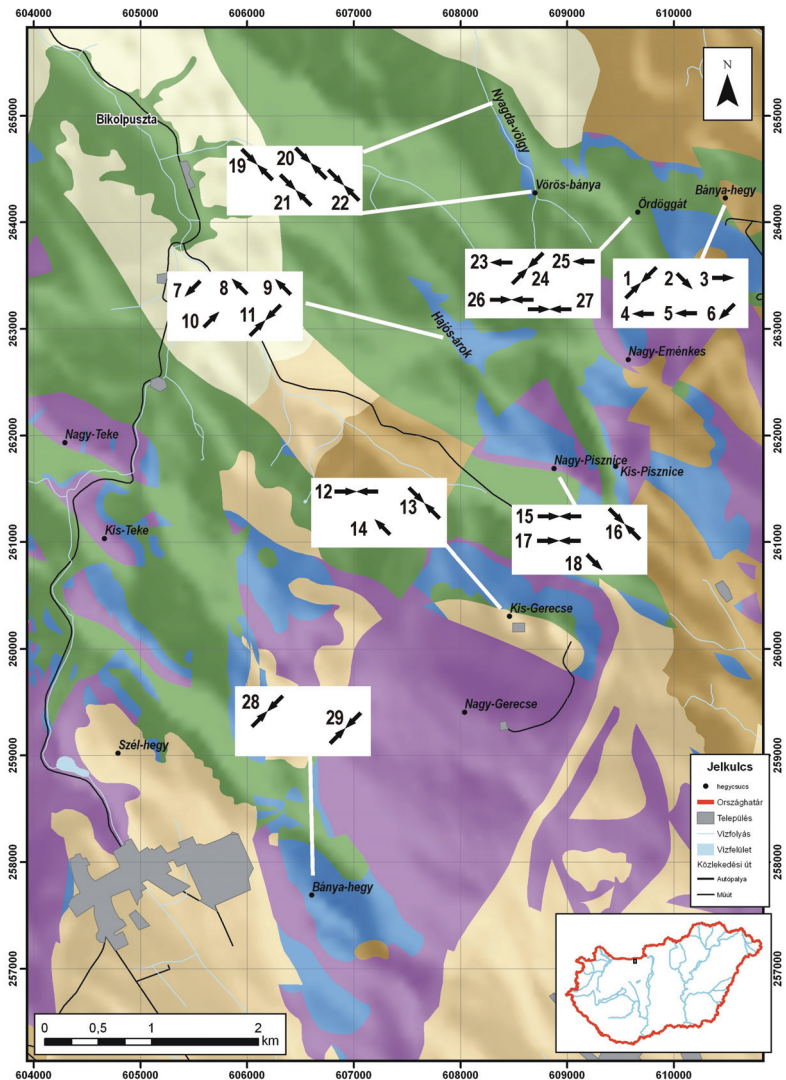
A terepi munka során három, markánsan elkülönülő deformációs irányt (*VI/49. ábra*), azaz

- északkelet-délnyugati,
- kelet-nyugati és
- észak-északnyugat – dél-délkeleti

rövidülést sikerült dokumentálni a Gerecse feltárásaiban. Ennek a három szerkezetalkító lépésnek a létezését képlekeny deformáció, továbbá feltolódások, réteglappal párhuzamos vetőkarcok, konjugált és nem-konjugált rövidüléssel síkok, valamint hozzájuk kapcsolt nyírásjelzők mutatják. A három szerkezetalkító fázisból kettőnek a relatív sorrendje dokumentálható volt az Ördögáti-kőfejtő feltárásában. A rövidüléssel deformációs csoportosítása és értékelése során azonban további gondolatok merülhetnek fel.

	ÉK-DNy összenyomás			K-Ny összenyomás			ÉÉNY-DDK összenyomás		
Feltárás	összenyomás	ÉK → DNY nyírás	DNY → ÉK nyírás	összenyomás	K → NY nyírás	NY → K nyírás	összenyomás	DDK → ÉÉNY nyírás	ÉÉNY → DDK nyírás
Bersek-hegy	1	6		4,5	3				2
Hajós-árok	11	7	10					8,9	
Kis-Gerecse				12			13	14	
Nagy-Pisznice				15,17			16		18
Nyagda-völgy							19,20, 21,22		
Ördögát	24			26,27		23,25			
Tardos, Bánya-hegy	28,29								

VI/49. ábra: A Gerecse területén észlelt rövidülések és nyírások csoportjai; a számok a szövegben ismertetett deformációs elemre utalnak.



VI/50. ábra: A Gerecse területén észlelt rövidülések (dupla nyíl) és nyírások (egyszerű nyíl) összefoglaló ábrája; ez egyben az VI/49-es ábra térképe megjelenítése. A geológiai térkép a GYALOG et al. (2007) szerinti 1:100'000 méretarányú fedetlen térkép. A keret számai EOY-koordináták, a domborzatábrnyékolást a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja. Színezés: lilá: triász, kék: jura, zöld: kréta, világosszárna: eocén, sötétszárna: oligocén, világosszárna pannon – miocén.

- Melyik lehet az az időrendszertani egység, amelyikben ilyen jelentős, gyakorlatilag tiszta horizontális összenyomással és hozzá kapcsolódó nyírással számolhatunk?
- Mi lehet azoknak a korábban nem egyértelműen dokumentált fázisok – ilyen az északkelet-délnyugati és kelet-nyugati összenyomás – lehető legpontosabb kora?
- Mi lehet a szerkezeti lépések pontos sorrendje és mik lehettek a szerkezetalakulás körülményei?
- Hogyan illeszkedik mindez a Dunántúli-Középhegység szerkezetalakulásáról és – távolabbra tekintve – az alp-kárpáti-pannon szerkezetfejlődésről meglévő ismereteink láncába?

Hogy ezekre a kérdésekre választ lehessen találni, nem elégséges a Gerecse területének dokumentált szerkezetalakulását vizsgálni, hanem kitekintést szükséges tenni, hiszen a Gerecse szerkezetalakulásáról – a feltárási viszonyok, a terület mérete és a krétánál fiatalabb képződmények alárendelt mennyisége miatt – viszonylag kevés közvetlen adat áll rendelkezésre, és ezek között is elenyésző a legbiztosabb eredménnyel kecsegtető szinszediment észlelések száma, így szükséges volt a Dunántúli-Középhegység egyéb részeiről származó mérési eredményeket is figyelembe venni.

7 A KORAI DEFORMÁCIÓS FÁZISOK ÉRTÉKELÉSE

- A Gerecse képlékeny deformációinak nyomozása során dokumentálható volt (vö. *VI/49.* és *VI/50. ábra*), hogy az észlelt redőződés egy részének kialakulásában az **északkelet-délnyugati** összenyomás játszott szerepet. Ez a deformációs tér – és az azt okozó feszültségi állapot – egyedi, más feszültségterekkel össze nem téveszthető főirányokkal bír, és a kréta korai szakaszára (kora-kréta – apti) jellemző. Ez annak a gondolatát vetette fel, hogy az egyéb felismert (**kelet-nyugati** és **észak-északnyugat-dél-délkeleti** összenyomáshoz köthető) redőzések is talán egy igen korai, azaz kréta szerkezetalakulás bizonyítékai lehetnek.
- A megismert rövidülési irányok, valamint ezek közül az északkelet-délnyugati rövidülés egyedülálló orientációja biztató lehetőséget kínált az apti-albai szerkezetalakulás, azaz a horizontális összenyomás változásának részletesebb dokumentálására.
- Számos feltárásban egy elsőre meglepő kelet-nyugati irányú összenyomás jelét lehetett észlelni. A Bersek-hegy legfelső bányateraszán olyan sűrűségű nyugatias dőlésű palásság járja át a kőzetet, hogy időnként a rétegzés észlelését sem tette lehetővé; ezzel azonos rövidülés hatására kialakult redőződést is észlelni lehetett a kőzet anyagában. A felismerést követően kérdéses volt a rövidülés kora, hiszen a kelet-nyugati irányú összenyomásra kevés bizonyítékunk áll rendelkezésre a Dunántúli-Középhegység szerkezetalakulásával kapcsolatban.
- Nem tűnt dominánsnak a minden bizonnyal a Dunántúli-Középhegység szinklinális-szerkezetét is okozó észak-északnyugat – dél-délkeleti összenyomáshoz köthető képlékeny deformációs észlelések mennyisége; elvileg várható lenne az ilyen észlelések uralkodó mennyisége, hiszen ez az összenyomás tehető felelőssé a Dunántúli-Középhegység szinklinális-alakjának kialakulásáért (vö. BALLA & DUDKO 1989, TARI 1994, 1995).
- Az Ördögáti-kőfejtő szerkezeteinek részletesen bemutatásra kerülő vizsgálata jelentős segítséget adott: a feltárásban mind az északkelet-délnyugati, mind pedig a kelet-nyugati összenyomáshoz köthető jelenségek és azok sorrendje is tanulmányozhatónak bizonyult.

- Megjegyzendő továbbá, hogy az apti-albai korszakok igen hosszú periódust, mintegy 25 millió évet ölelnek fel; ez a ciklus volt az Alp-Kárpáti-Dinári rendszer szerkezetalakulásának legintenzívebb periódusa.
- A nyírási irányok megléte, valamint azok egy részének a várható nyírási irányokkal ellentétes jellege megerősíti a takarós szerkezetalakulás és betemetettség lehetőségét (vö. *passive roofing duplex*, BANKS & WARBURTON 1986).

7.1 ÉSZAKKELET-DÉLNYUGATI ÖSSZENYOMÁS

A megismert három összenyomási irány közül a legelsőt a Bersek-hegyen, a tardosi Bánya-hegyen, a Hajós-árokban és a Nagy-Pisznícén megismert réteglappal párhuzamos rövidülési bélyegek, konjugált és nem-konjugált rövidülési síkseregek, redők és az Ördögáti-kőfejtő meredek kelet-délkelet – nyugat-északnyugati és észak-déli csapású hajszálrepedések mutatják (*VI/49.* és *VI/50. ábra*); a sorrendiség okát az 6.7.7. fejezet tárgyalja.

Ez az északkelet-délnyugati összenyomással rendelkező feszültségtér kiválóan azonosítható a Dunántúli-Középhegység szerkezeti fejlődésében; néhány fiatal kivételtől eltekintve (késő-bádeni – szarmata, vö. PALOTÁS 1991 és KISS et al. 2001) szinte kizárólag a kora-kréta és esetleg apti során találunk ehhez hasonló feszültség- és deformációs viszonyokat. A késő-bádeni – szarmata szerkezetalakulás ténye egy másik ok miatt sem állhatja meg a helyét: az északkelet-délnyugati összenyomást kelet-nyugati összenyomásnak kell követnie, vö. 6.7.7. fejezet); ilyen kelet-nyugati összenyomással jellemezhető poszt-szarmata feszültségtérrel viszont a Dunántúli-Középhegység területéről nem ismerünk.

BÁRÁNY (2004) dolgozatában a kései jurára rövidülési szerkezetalakulást javasolt bizonytalan északnyugat-délkeleti, avagy észak-déli összenyomási főirányokkal.

A kora-krétára vonatkozóan igen kevés adat áll rendelkezésünkre. Üledékföldtani módszerek segítségével SZTANÓ (1990B), FOGARASI (1995), BÁRÁNY (2004) és PETRIK (2008) is északkelet-délnyugati összenyomást feltételez a Berseki Máva és a Lábatlani Homokkő-Köszörűkőbányai Konglomerátum képződési idejére (részletesen lásd a 4.4. fejezetet).

BADA (1994), továbbá BADA et al. (1996) munkájában a Gerecsére vonatkozóan észak-déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségtérrel mutat be a kora-kréta – apti intervallumra. A szerző megállapítása szerint az albaira változás következik be a feszültségtér kompressziós irányában, mely innentől nyugat-délnyugat – kelet-északkeleti

irányú lesz. Terepi munkája során HOPPÁR et al. (2006) a gerecsei Asszony-hegy szerkezetgeológiai értékelésére tett kísérletet; a szerzők terepi észleléseit egy, az Asszony-hegyen lévő, északkeletről délnyugatra történő takarós áttolódással találták magyarázhatónak.

A Dunántúli-Középhegység Gerecsétől távolabbi részeiből is ismert ez a deformáció: POCSAI (2003) és POCSAI & CSONTOS (2006) értelmezése szerint ilyen feszültségi és deformációs állapot a Tatai Mészko lerakódásával egyidőben már fennállhatott. ALBERT (2000) a Bakonyban található redők vizsgálata során két redőképződési eseményt ismert fel; a korábbi redőződést egy nyugat-délnyugat – kelet-északkeleti irányú kompresszió hozta létre. Észlelései alapján mindkét esemény a Tési és Zirci Formációk anyagának leülepedése előtt történt.

A Budai-hegység területére FODOR et al. (1994) dolgozta valószínűsít egy északkelet-délnyugati irányú összenyomással bíró feszültségteret, bár ennek pontos működési időszakára a szerzők nem mutatnak bizonyítékot. Az apti-albai időszakra TARI (1995) általános megfontolások, valamint szeizmikus szelvények elemzése alapján az egész Dunántúli-középhegységre vonatkozóan egy északkelet-délnyugati összenyomással jellemezhető főirányokat feltételez. Hasonló, észak-északkelet – dél-délnyugati összenyomást ismertet FODOR (1998) munkája is.

Figyelembe véve a kelet-nyugati összenyomás következőkben bemutatandó korát (7.2. fejezet), továbbá szem előtt tartva az ehhez való viszonyát (6.7.7. fejezet), illetve a fentebb bemutatott dolgozatok eredményeit, **az északkelet-délnyugati összenyomás kora aptinak mondható.**

7.2 KELET-NYUGATI ÖSSZENYOMÁS

A Gerecse – és így a Bersek-hegyen, a Nagy-Pisznice, a Nyagda-völgy és a Kis-Gerecse – feltárásaiban dominánsan szerepet kap a kelet-nyugati irányú rövidülés: palássági síkok, redők, konjugált és nem konjugált rövidülési síkok, feltolódásos karcok mutatják jelenlétét. Az Ördögáti-kőfejtőben a réteglapok mentén észlelt vetőkarcok és a gyengén fejlett nyugatias dőlésű palássági síkok is szinte pontosan kelet-nyugati irányú összenyomásról árulkodnak; a szerkezeti értelmezésben adott modell szerint kelet-nyugati összenyomás majd nyírás hatására bekövetkező blokkrotáció figyelhető meg a feltárásban (lásd a 6.7.6. és 6.7.7. fejezet, továbbá *VI/49.* és *VI/50. ábra*).

A deformált képződmények kora igen széles intervallumot ölel át; ezek alapján ennek a szerkezetalakulási eseménynek a kora a Berseki Márga képződését követő, azaz poszt – késő-hauterivi kell legyen (FOGARASI 2001). A redőcsoportot kialakító rövidülés irányával egybevethető feszültségeteret jó pár dolgozat értelmezéseiben fel lehet lelteni; BADA (1994) észlelései, valamint MAROS (1988) és DUDKO (1994) eredményei is megerősítik a fázis jelenlétét a Dunántúli-Középhegységben.

BADA (1994), továbbá BADA et al. (1996) munkájában a Gerecsére vonatkoztatva észak-déli összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségeteret mutat be a kora-kréta – apti intervallumra; a szerző meglátása szerint az alibairá változás következik be a feszültségtér kompressziós irányában, mely innentől nyugat-délnyugat – kelet-északkeleti irányú lesz.

A Tatai Mésző vizsgálata során POCSAI (2003), valamint ennek nyomán POCSAI & CSONTOS (2006) is kelet-nyugati irányú deformáció hatására létrejött redőződést feltételezett. A Bakony területéről ALBERT (2000) dolgozatában találhatunk konkrét redőképződéshez rendelt nagyjából kelet-nyugati rövidülési irányokat. Ennek a feszültségtérnek az aktivitását a szerző az apti utánra, az alibai üledékciklust megelőzőre (azaz a poszt-késő-apti és a pre-középső-alibai közöttire) tette. A redőket itt a gyűretlen Tési Agyagmárga diszkordánsan fedi, így a redőződés kora pre-középső-alibai (CSÁSZÁR 1996, 1998). ALBERT (2000) az úrkúti mangánbányából is ismert pontosan É–D-i tengelyirányú redőket; az ezeket kialakító kompressziós hatást már korábban GÉCZY (1968) is felismerte. TARI (1995) dolgozatában – nagyszerkezeti és fáciesvizsgálatok alapján – a barrémi-apti intervallumra kelet-nyugati kompresszióval jellemezhető feszültségviszonyokat feltételez.

A kelet-nyugati rövidülés hatására kialakult szerkezetek dominanciájára magyarázatként szolgálhat TARI (1994) és MINDSZENTY et al. (1994, 2000) flexurális deformációs modellje; ez a deformáció korának értelmezésében is kiváló támpontot ad. A modell szerint az Dunántúli-Középhegység területe a Vardar-óceán záródása (példaként RATSCHBACHER 1986, 1987, NEUBAUER 1987, FRITZ 1988, FAUPL & WAGREICH 1992) során a obdukcióhoz kapcsolható, nagyjából kelet felől nyugat felé vergáló előtéri kiemelkedés volt; a kiemelkedést az obdukált Vardar-ofiolit izosztikus terhelése okozhatta. Ezt a deformációs fázist követte BALLA & DUDKO (1989) és TARI (1994, 1995) szerint a Dunántúli-Középhegység fő szinklinális-szerkezetének kialakulása.

Felhasználva TARI (1994) és MINDSZENTY et al. (1994) fentebb bemutatott flexurális deformációs modelljét, továbbá figyelembe véve TARI (1995) és MINDSZENTY et al. (2000) eredményeit, **a kelet-nyugati összenyomás kora kora-albainak mondható.**

7.3 ÉSZAK-ÉSZAKNYUGAT – DÉL-DÉLKELETI ÖSSZENYOMÁS

A harmadik rövidülési irányt képviselő észlelések a Bersek-hegy, a Hajós-árok, a Kis-Gerecse, a Nagy-Pisznice és Nyagda-völgy területéről származnak; a szerkezeti bélyegeket a Pisznicei Mészkővön, a Tölgyháti Mészkővön, a Lókúti Radiolariton, a Berseki Márgán, valamint Lábatlani Homokkővön lehetett észlelni, így a redőződés kora kora-apti utáni (FOGARASI 2001).

A rövidülés iránya gyakorlatilag egybeesik a Dunántúli-Középhegység (példaként HAAS & JOCHÁNE EDELÉNYI 1980, BALLA & DUDKO 1989, TARI 1994, 1995, illetve CSÁSZÁR & HAAS 1984) szinklinális-szerkezetének irányával. Ezzel kínálkozik az a kézenfekvő megoldás, mely a Dunántúli-Középhegység legszembetűnőbb szerkezetének kialakulásához köti az észak-északkelet–dél-délnyugati tengelyű redők létrejöttét

ALBERT (2000) a Bakonyban található redők vizsgálata során két redőképződési eseményt ismert fel; a második fázis összenyomási irányát a szerző észak-északnyugat – dél-délkeletinek találta. Észlelései alapján ez az esemény a Tési Agyagmárga anyagának leülepedése előtt történt. KISS (1999) dolgozata egy nagyjából északnyugat-délkeleti, valamint észak-északnyugat – dél-délkeleti irányú összenyomást ismertet. Ennek a fázisnak az aktivitását a szerző a kréta középső részére, pontosabban a korai albaira teszi. Későbbi dolgozatában (KISS et al. 2001) a korai albaira északnyugat-délkeleti csapású kompressziót ismertet, melyet a későbbiekben SASVÁRI (2003) és SASVÁRI et al. (2007) is felismert.

MAROS (1988) vértesi munkája során az apti krinoideás mészkőben redőket észlelt, melyek létrejöttét egy nagyjából észak-déli, tisztán összenyomásos jellegű szerkezetalakuláshoz kötötte. BÍRÓ (2003) és FODOR & BÍRÓ (2004) dolgozata – saját megfigyelések alapján és részint MAROS (1988) eredményeire támaszkodva – rendre észak-északnyugat – dél-délkeleti, illetve északnyugat-délkeleti kompressziót mutat be, így magyarázva a Vértésben található Szarvaskúti-rátolódás kialakulását; a deformációt a szerzők Bakony fő kréta szerkezetalakulásához kötik és az albai jelölik meg legvalószínűbb működési korának.

Az apti-albai ciklus végére TARI (1995) általános megfontolások, valamint szeizmikus szelvények elemzése alapján az egész Dunántúli-középhegységre vonatkozóan egy északnyugat-délkeleti összenyomással jellemezhető feszültségi állapotot feltételez. FODOR (1998), valamint FODOR & KOROKNAI (2000) munkájában az apti – kora-albai periódusra vonatkozóan rendre északnyugat-délkeleti, illetve nyugat-északnyugat – kelet-délkeleti

összenyomási irányt ismerteti a Dunántúli-középhegységi Egység területéről. Utóbbi dolgozat egészen pontosan a korai albaira teszi ezen szerkezeti fázis működésének időpontját.

A fentebbi diszkusszió alapján **az észak-északnyugati – dél-délkeleti összenyomás és rövidülés korát a korai középső-albaira**, a Középhegység szinklinális-szerkezetének kialakulásával azonos időszakra, a Tési Agyagmárga képződése előttre lehet tenni.

8 A GERECSÉ MÉLYEBB BETEMETETTSÉGRE UTALÓ ELŐZETES ISMERETEK

A Gerecse kréta rétegsorának eltemettségének lehetőségét számos terepi észlelés mutatta; réteglappal párhuzamos nyírások, feltolódások, összenyomáshoz köthető redők, sűrű behatolású palás síkseregek voltak észlelhetők a munkaterület számos feltárásában, így a terepi adatok mennyiségének fokozatos növekedésével egyidőben merült fel az igény a Gerecse mélyebb eltemettségének megismerésére. Az alábbiakban ezeknek az előzetes ismereteknek a bemutatására kerül sor.

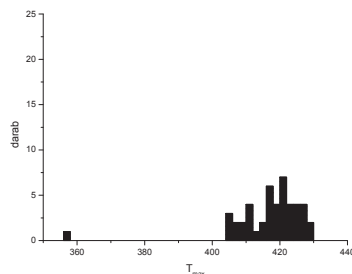
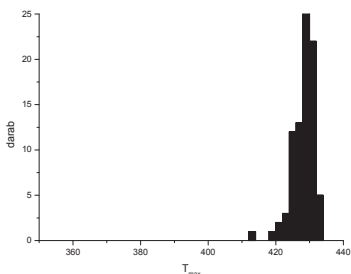
8.1 AGYAGÁSVÁNY-RENDEZETTSÉG

A betemetődés mértékének tanulmányozását számos módon is el lehet végezni. Alkalmas módszer lehet az agyagásványok rendezettségének vizsgálata – ezen az úton elindulva VICZIÁN (1995) és VICZIÁN & PÁLFFY-KOVÁCS (1997) közölt mérési eredményeket. VICZIÁN (1995) jura mészkövek agyagásványait ismertető dolgozatában felhívja a figyelmet a Bakony és a Gerecse jurájának diagenézise közötti eltérésre; ennek értelmében a Gerecse jura képződményei diagenetizáltabbak, mely megfigyelés a szerző értelmezése szerint a betemetettségi viszonyok különbségében, azaz a Gerecse mélyebb betemettségében érhető tetten. Utóbbi munkában a szerzők a Bersek-hegy területéről a kevertrácsú corrensiteszerkezet kialakulásának és a befoglaló környezet diagenézisének hőmérsékletét 120 °C-ra teszik. Amennyiben az agyagásvány-tartalom nem másodlagos, azaz nem átöröklött, valamint kizárjuk bármilyen kémiai átalakulás zavaró hatását, úgy ez a hőmérsékleti érték a medenceterületekre vonatkozó, a világ átlagához képest megemelt hőárammal számolva is (például DÖVÉNYI et al. 1983, HORVÁTH et al. 2005) megközelítőleg 3 kilométernyi eltemetettséget jelent. Ezt a hatást a szerzők a Köszörökőbányai Konglomerátumban nem észlelték – itt jóval sekélyebb betemetődést valószínűsítettek.

8.2 PIROLÍZISES VIZSGÁLATOK

KISS (1996) szakdolgozati munkája során a Vértessomlói Aleurolit és Pénzeskúti Márga Formációk anyaközet-potenciálját vizsgálta eszközözet-pirolízises eljárás segítségével (részletes leírása a 9.1. fejezetben). Az eredmények (*VIII/1. ábra*) értelmezésekor a szerző – jórészt az eljárás során mért T_{\max} -értékekből kiindulva – felismerte, hogy a Tata T-4-es és Vértessomlói Vst-8-as fúrásokból származó Vértessomlói Aleurolit-minták szénhidrogén-földtani értelemben éretlennek minősíthetők, míg az Agostyán Agt-2-es mintáit termikusan kevésbé éretnek találta. Megjegyzendő, hogy a minták – különösen igaz ez az Agostyán Agt-2-es fúrásból származókra – igencsak közel helyezkednek el az olajablak alsó határához. A szerző a Pénzeskúti Márga érettségének értékelésekor a képződményt szénhidrogén-földtani értelemben termikusan éretlennek minősítette.

Mintavételi pont	Képződmény	T_{\max}	S_1	S_2	TOC
Tata T-4	Vértessomlói Aleurolit	424	0,08 - 0,31	0,22 - 0,36	0,52
Vértessomlói Vst-8	Vértessomlói Aleurolit	423	0,00 - 0,02	0,03 - 0,17	0,22
Agostyán Agt-2	Vértessomlói Aleurolit	429	0,02 - 0,06	0,01 - 0,46	0,35
Pénzesgyőr P-5	Pénzeskúti Márga	417	0,01 – 0,03	0,01 – 0,10	0,20
Jásd J-42	Pénzeskúti Márga	419	0,08 – 0,24	0,04 – 0,54	0,29



VIII/1. ábra: A Vértessomlói Aleurolit és Pénzeskúti Márga RockEval-paraméterei Kiss (1996) szerint. A T_{\max} -értékek a mérési sor középértékei; a diagramok rendre az összes Vértessomlói Aleurolit és a Pénzeskúti Márga mintában mért T_{\max} eloszlását mutatják. A szerző engedélyével.

8.3 VITRINITREFLEXIÓS MÉRÉSEK

Az eddig ismertett eljárásokon kívül számos módszerrel jelezhető a betemetettség; ilyenek például a vitrinitreflexiós mérések is. HÁMORNÉ VIDÓ (2002) összefoglaló munkájában számos publikációt mutat be a vitrinitreflexiós adatok éréstörténeti és tektonikai használhatóságára, azonban ezek közül igen kevés konkrét adat jelent meg nyomtatásban – a mérési eredmények döntő többsége ipari felhasználásra került és ennek okán a mai napig zárolt.

IHAROSNÉ LACZÓ (1982) késő-kréta képződményekből mutat be vitrinitreflexiós adatokat. A Nagylengyel, Pusztapaati és Ortaháza környékén lévő szénhidrogén-kutató fúrásokból vett mintákban a szerző egy nagyjából 0,47-0,68%-os visszaverőképeségű autigén eredetű mintacsoportot azonosított. Ehhez fényében gondolatébresztő lehet a Sümeg Süt-17-es fúrás Sümegi Márgáján mért 0,85%-os és a Zirc Zt-16-os fúrás Tési Agyagmárgájából észlelt 0,86%-os reflektancia-adat. Megjegyzendő, hogy a Tési Agyagmárgából származó észlelés – a képződmény paleofáciése okán – erős fenntartással kezelendő, azaz valószínűsíthető a vitrinit szemcsék áthalmozott volta.

8.4 SZERKEZETI GEOLÓGIAI ÉSZLELÉSEK

Jelentősebb betemetődés gondolatát veti fel SASVÁRI (2008A) és HOPPÁR et al. (2006) dolgozata; előbbiben a szerző a Bersek-hegyen észlelt redőződés és sűrű behatolású, palásság-szerű síksereg jelenléte okán feltételez vastag fedőt a Gerecse felett. A szerző – FOGARASI (2001), FÖZY & FOGARASI (2002) és FÖZY et al. (2002) eredményeit értelmezve – a Lábatlani Homokkő Formáció és a Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat képződése közötti periódusra feltételezett mélyebb betemetődést.

HOPPÁR et al. (2006) a gerecsei Asszony-hegy feltárásainak szerkezetgeológiai értelmezésére tett kísérletet; a rendelkezésre álló ismeretek alapján a szerzők északnyugatról történő takarós áttolódáshoz kötötték az Asszony-hegy jura rétegsorát fedő triász képződmény megjelenését.

9 VITRINITREFLEXIÓS ÉS ROCKEVAL-VIZSGÁLATOK

A Gerecséből megismert szerkezetgeológiai bélyegek (6. fejezet), a terület kréta szerkezetalakulásának értelmezése (7. fejezet), és néhány egyéb megfigyelés (8. fejezet) felvetette a terület mélyebb betemetettségének lehetőségét, melynek tanulmányozására a vitrinitreflexiós vizsgálatok elvégzése tűnt alkalmasnak.

A vitrinitreflexiós vizsgálat jó megtartású növényi maradványok optikai analizisén alapul. A folyamat alapját az adja, hogy a növényi szövetet felépítő vegyületek hő és nyomás hatására irreverzibilisen átalakulnak, melynek végeredményeként grafitrácsra emlékeztető szerkezetet kapunk (BONIJOLY RUSSEL 1980, OBERLIN et al. 1980, illetve áttekintően TAYLOR et al. 1998). Mivel a szerves vegyületek átalakulása az idő és a hőmérséklet együttes függvénye (példaként KARWEIL 1955, BOSTICK 1971, OBERLIN et al. 1980, WAPLES, 1980), így fiatalabb képződmények esetén arányosan nagyobb eltemetettség szükséges ugyanazon vitrinitreflexiós érték létrejöttéhez (vö. OUDIN & PICARD 1982, DOW 1978). A vitrinit átalakulási reakciója irreverzibilis (OBERLIN et al. 1980), így a reflektanciaérték csökkenése az idő előrehaladtával nem következhet be.

9.1 A ROCKEVAL-VIZSGÁLATOK MÓDSZERTANA

Az eszközközet-pirolízis (azaz a RockEval-eljárás) a szénhidrogén-iparban általános és hatékony vizsgálati módszer a szervesanyag-tartalmú minták kerogénjének tanulmányozására; bizonyos, később bemutatásra kerülő paraméterek mérésével a minta érettsége, azaz betemetettsége válik tanulmányozhatóvá. Az eszközközet-pirolízis módszertanát ESPITALIÉ et al. (1977) dolgozta ki és ismertette részleteiben is. A minták pirolízise során, 300 és 600 °C között a szerves vegyületek krakkolódnak. Az eltávozott szerves derivátumok (S_1 , S_2) és széndioxid (S_3) mennyiségét a hevítés függvényében ábrázolják; a folyamat intenzitásának maximumához (S_2) tartozó hőmérsékleti értéket T_{max} -szal jelölik. Ennek értékéből hozzávetőleges következtetést lehet levonni a kőzetminta szénhidrogénjeinek érettségére és ezáltal a kőzet eltemetettségére vonatkozóan. Mindenképpen megjegyzendő, hogy a T_{max} és az eltemetettség közötti összefüggés sztochasztikus – és inkább „ökölszabály”-nak tekintendő

–, mivel igen erősen befolyásolja a tanulmányozott kerogén minősége illetve típusa (vö. TISSOT & VELTE 1984).

9.2 MINTAVÉTELI PONTOK

A Gerecse mezozoikumi fejlődéstörténetének ismerete már önmagában is beszűkítette a mintavételezésre egyáltalán alkalmasnak vélt képződmények sorát; csak a kréta formációk maradtak fent a rostán. A gerecsei kréta törmelékes képződmények litológiája, fáciése (példaként FÜLÖP 1958, FÖZY 1995, FOGARASI 1995) nem tette lehetővé jelentős mennyiségű növényi maradvány besodródását, a feltársági viszonyok, a kora-kréta üledékes kőzetek jelentős mállékonysága, továbbá azok nagy behatolású töredezettsége tovább csökkentette az értékelhető minták begyűjtésének esélyét. A kora-kréta képződmények egyáltalán szóba jöhető szálfeltárásaiból történt mintavételezésre vonatkozó kísérlet, ám csupán néhány, mintázásra alkalmas feltárás illetve növénymaradványos réteg akadt a terepi bejárások során.

A Berseki Márga esetében a mintavételezés teljesen sikertelen volt; ennek oka alapvetően a képződmény kalcitkompenzációs szint (CCD) alatti és az aragonitkompenzációs szint (ACD) feletti üledékképződést mutató fáciésében keresendő (vö. FOGARASI 1995).

A Lábatlani Homokkő és a Kőszörűkőbányai Konglomerátum mintázása már esélyesebbnek tűnt; előbbiből több szerző is említ növénymaradványokat (elsőként HANTKEN 1868, továbbá FÜLÖP 1958, FOGARASI 2001, illetve a Lábatlan Lbt-36-os fúrásból FÖZY et al. 2002). Bár a homokkő szálfeltárási jól ismertek, vizsgálatra alkalmas mennyiségű és megtartású növényi maradvány begyűjtésére csupán a klasszikus Nyagda-völgyben és a Hajós-árokban (IV/1. ábra) volt megoldható, innen rendre 3 és 4 minta került mérésre. Lehetőség nyílt néhány mélyfúrásból is mintát venni, így a Lábatlan Lbt-36-os, a Tardosbánya Tb-2-es és a Neszmély N-2-es fúrásból került rendre 4, 2 és 2 Lábatlani Homokkő-minta vizsgálatra.

A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat esetében a mintavételezés sikeressége annak paleofáciése miatt (vö. KÁZMÉR 1987) igencsak kétséges volt. Szerencsére egy homokosabb rétegből jónéhány kiváló megtartású, vitrinitreflexiós vizsgálatra alkalmas nagyméretű szenes növénymaradvány került elő; a két legjobb megtartású mintából készült csiszolat a vitrinitreflexió vizsgálatához.

A Vértessomlói Aleurolit betemetettségének tanulmányozása csupán mélyfúrási mintákból volt megoldható – ennek során az Agostyán Agt-2-es fúrás két mintája került

mérésre. Az IHAROSNÉ LACZÓ (1982) által bemutatott, a Sümegi Márgán mért 0,85%-os reflexió ellenőrzésére a Süttő Süt-17-es fúrásból volt lehetőség mintát venni és a vitrinitreflexió mérését elvégezni.

9.2.1 Nyagda-völgy

Az Északi-Gerecse klasszikus, jól ismert feltárásszakasza a Nyagda-völgy (elsőként HANTKEN 1868, illetve példaként LIFFA 1907 munkája), különösen annak a Vörös-bányától Lábatlan határáig terjedő része. A mintavételi pont a Nyagda-völgy északi részének közepén helyezkedik el, a mintázás a Lábatlani Homokkő Formáció alsóbb rétegeiből történt; a jelenlegi feltártsági viszonyok ennél pontosabb rétegtani meghatározást nem tesznek lehetővé.

9.2.2 Hajós-árok

A Hajós-árok területén agyagmárga, márga, mészmárga és homokkő rétegek települnek egymásra; a képződmény a Lábatlani Homokkőbe sorolható (példaként FÜLÖP 1958, FOGARASI 2001). Megjegyzendő, hogy az árok egyes szakaszain olyan, a Kőszörűkőbányai Konglomerátumra emlékeztető uralkodóan tüzköanyagú breccsatömbök is találhatóak, amelyeknek származási helye nem azonosítható – ez a megfigyelés azt sugallja, hogy a Lábatlani Homokkő legfiatalabb szakaszai táródnak fel a völgyben.

9.2.3 Kőszörűkőbánya

A Kőszörűkőbányában – a Lábatlani Formációba sorolt Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat típusfeltárásiában (példaként FÜLÖP 1958, CSÁSZÁR 1996, 1998, 2002) – a klasszikus konglomerátumos tömbök felett egy vékony homokkőzsinórból számos apróbb-nagyobb, szabad szemmel is felismerhető növénymaradvány saját kézzel történő begyűjtésére nyílt lehetőség.

9.2.4 Lábatlan Lbt–36-os fúrás

A Kőszörűkőbánya udvarában mélyült fúrás rétegsora a Lábatlani Homokkő legfelső, legfiatalabb szakaszát tárja fel (vö. FOGARASI 2001, FÖZY & FOGARASI 2002 és FÖZY et al. 2002), így lehetőség nyílt egy gyakorlatilag folyamatos Lábatlani Homokkő – Kőszörűkőbányai Konglomerátum rétegsor vitrinitreflexiós vizsgálatára. Ennek a 100 méteres fúrásnak mintájából készült vitrinitreflexiós vizsgálatra csiszolat; ezek mindegyikében

jelentős mennyiségű, szemmel láthatóan növényi eredetű szenesedett maradvány volt észlelhető.

9.2.5 Agostyán Agt–2-es fűrés

Az Agostyán-2-es fűrásból a 68,5 és 264,5 méterből vett Vértessomlói Aleuroлит-minták kerültek vizsgálatra. A mintában szemrevételezéssel nem lehetett szenesedett növénymaradványokat felismerni, ennek ellenére a kőzet sötét színe reményre adott okot.

9.2.6 Neszmély N–2-es fűrés

A Neszmély-N-2-es fűrés Lábatlani Homokkő-mintája volt a képződmény egyik legkeletebbi előfordulási pontja; bár a homokkőanyag szenesedett növénymaradvány-tartalma szemrevételezéssel nem igazán tűnt a vizsgálatra alkalmasnak, a 60,5 és 120,5 méterekből került sor mintavételezésre.

9.2.7 Tardosbánya Tb–2-es fűrés

A Szél-hegy tetején mélyült Tardosbánya Tb-2-es fűrés állapota nem tette lehetővé a minták pontos felszíntől vett mélységének meghatározását. A szépvízeri magraktár udvarán tárolt – majd kiselejtezett – magok közül két, növénymaradványokban szemmel láthatóan dús példányból készült a vitrinitreflexiós vizsgálatokhoz csiszolat.

9.3 A PIROLÍZISES VIZSGÁLAT EREDMÉNYEI

A minták egy részén – a Nyagda-völgyben, a Hajós-árokban és a Kőszörűkőbányában gyűjtöttekből – tájékozódó jelleggel elvégzett pirolízises vizsgálat eredményeit a *IX/I.* ábra mutatja be. Elsőként is figyelmet érdemel az észlelt S_2 -értékek alacsony volta. Mivel a betemetettséggel korrelálatható T_{max} erősen függ az S_2 nagyságától – annak alacsony értéke esetén értelmezhetetlen –, így először ezt az értéket kellett figyelembe venni; ez csak a NY-01 és HA-03 minták esetén haladta meg az általánosan elfogadhatónak tekintett 0,2-es legalsó határt. Az ennél alacsonyabb értékek csak erős fenntartásokkal kezelhetők és pusztán tájékoztató jellegűnek tekintendők, viszont a fentebbi két mintán mért T_{max} -értékek elfogadhatók.

Mintavételi pont	Képződmény	Mintasorszám	T_{max}	S_1	S_2	TOC
Nyagda-völgy	Lábatlani Homokkő	NY-01	436	0,01	0,47	0,71
		NY-02	435	0,01	0,17	0,49
		NY-03	433	0,00	0,02	0,08
Hajós-árok	Lábatlani Homokkő	HA-01	437	0,00	0,04	0,25
		HA-02	437	0,01	0,00	0,10
		HA-03	428	0,30	3,49	0,94
		HA-04	385	0,00	0,01	0,06
Köszörűkő-bánya	Köszörűkőbányai	KO-01	532	0,00	0,01	0,69
	Konglomerátum	KO-02	510	0,00	0,00	0,57

IX1. ábra: A Gerecséből RockEval-vizsgálatra vett minták mérési eredményei.

A pirolízis során kapott alacsony TOC, S_1 , S_2 és HI-értékek nem tették lehetővé a mintákban található kerogén típusának pontos besorolását; a képződmények paleofáciájának okán tudjuk azonban, hogy szárazföldi eredetű növényi anyag átalakulásával állunk szemben, így bizonyosan III. típusú kerogénnel (TISSOT & VELTE 1984) van dolgunk.

- A Nyagda-völgy esetében a NY-01-es mintán mért 436 °C-os T_{max} -érték elfogadható; mivel a többi, ugyanazon mintasorozatból mért adat is ehhez nagyon hasonló, így ezeket is mérvadóak az S_2 alacsony értéke ellenére is. A T_{max} középértéke 435 °C a Nyagda-völgyből vett három mintára számítva, melyek TAYLOR et al. (1998) szerint így az olajablak alsó felébe esnek.
- A Hajós-árokban származó mintáknál a HA-03-as esetén mért 428 °C-os T_{max} -érték elfogadhatónak bizonyult. A HA-04-es minta 385 °C-os értéke szélsőségesen kilóg a többi adat közül, melyet – figyelembe véve annak alacsony S_2 értéket – a továbbiakban figyelmen kívül kell hagyni. A HA-01-es és HA-02-es minták T_{max} -értékei szintúgy nem megbízhatóak az S_2 értékének alacsony volta miatt, bár nem térnek el szignifikánsan a HA-03-as minta értékétől. Amennyiben csak a legmegbízhatóbb adatot fogadjuk el, úgy TAYLOR et al. (1998) szerint a minták az olajablak alsó felének közelébe esnek.
- A Köszörűkő-bánya mintáiból származó T_{max} -értékek – az S_2 igen alacsony volta miatt – elfogadhatatlannak. Amennyiben mégis elfogadhatónak vélnénk, úgy a minták szénhidrogén-földtani értelemben már a szárazgáz-generálás fázisában lennének.

A fentiek tükrében – szem előtt tartva a módszer lehetőségeit és korlátait, valamint a mintákban található mobilis szervesanyag roppant alacsony mennyiségét – megállapítható, hogy betemetettséggel rendelkeznek a minták, bár ennek mértékére – a szerves anyag csekély mennyisége okán – nem rendelkezünk pontosabb ismerettel. Ezzel egy olyan újabb eredmény

került napvilágra, amely továbbra is megerősítette a mélyebb betemetettség vizsgálatának irányába történő törekvést.

9.4 A VITRINITREFLEXIÓS VIZSGÁLAT EREDMÉNYEI

A középső-kréta képződményeken mért vitrinitreflexiós értékeket a **IX/2.** ábra foglalja össze. Amennyiben összevetjük a mért értékeket a késő-krétából publikált adatokkal (példaként IHAROSNÉ LACZÓ 1982), úgy rögtön szembetűnő eltéréseket észlelhetünk. Nemcsak az eocén barnaszénből származó – számos biztosan autigén mintán mért és így mérőldkönek tekinthető – 0,45-0,52%-os reflexiót haladják meg jócskán ezek az értékek, hanem a hasonló módon biztos pontként értékelhető Ajkai Kőszénben mért 0,42-0,44%-os reflektanciákat is.

- A Nagyda-völgyben gyűjtött minták közül három bizonyult a vitrinitreflexiós vizsgálatra alkalmasnak, és ebből kettőn el is lehetett végezni az autigén szenesedett növényi maradványok reflexiójának mérését. Az NY-01-es minta vitrinitreflexiója 33 elem mérésének átlagából 0,73%-nak bizonyult, 0,06%-os szórással. Az NY-02-es mintán az előzőhöz nagyon hasonló 0,75%-os vitrinitreflexiót lehetett mérni 26 elem mérése során; a mért érték szórása 0,06%-nak bizonyult.
- A Hajós-árok négy alkalmasnak tűnő mintájából mindössze egyben lehetett bizonyosan autigén szenesedett növénymaradványon mérést eszközölni. A HA-03-as mintában talált 13 elem visszaverő képességének átlaga – a Nyagda-völgyből kapott eredményekhez hasonlóan – 0,74%-nak adódott mintegy 0,10%-os szórással.
- A Kőszörűkőbányai Konglomerátumból származó növényi maradványok közül kettő bizonyult megfelelőnek a vitrinitreflexiós mérésekre; a KO-01-es minta átlagos visszaverő képessége 31 elem mérése alapján 0,89%-nak bizonyult viszonylag nagy, 0,13%-os szórással. A KO-02-es minta reflektanciája közelebb áll a Hajós-árokhoz és a Nyagda-völgyből származó értékekhez: 27 elem mérése során ez 0,71%-nak adódott 0,07%-os szórással.
- A Lábatlan Lbt-36-os fúrásnak mind a négy mintája alkalmasnak bizonyult a reflexiómérésre: a minták fényvisszaverő képessége a fúrásban fentről lefelé haladva növekszik 0,65%-ról 0,74%-ra; ez utóbbi értékek gyakorlatilag azonosak a Hajós-

árokból, a Nyagda-völgyből és a Kőszörűkőbányából származókkal. A legkevesebb 22 elem mérésével kapott értékek hibája nem haladja meg a 0,10%-ot.

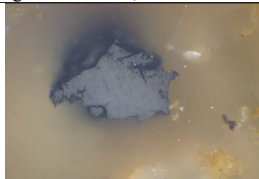
- A Tardosbánya Tb-2-es fúrás mindkét mintája mérhetőnek bizonyult; az autigén elegyrészek fényvisszaverő képessége 0,62-0,63%-nak adódott igen magas mért elemszám mellett. Ez a vitrinitreflexió alacsonyabb, mint amit a Gerecse felszíni mintái esetében lehetett tapasztalni; majdnem azonosnak mondhatók a Lábatlan Lbt-36-os fúrás felső szakaszából származó mintákban mért értékekkel.
- A Neszmély N-2-es fúrás két Lábatlani Homokkő-mintája bizonyult alkalmasnak a vitrinitreflexiós vizsgálatok elvégzésére, azonban az autigén szemcsék híján a minták tanulmányozása nem hozott eredményt.
- Az Agostyán Agt-2-es fúrás két Vértessomlói Aleurolit-mintájában nagy, 0,79-0,82%-os reflektancia volt észlelhető kielégítő elemszám (rendre 28 és 22) továbbá elfogadható szórás (mindkét esetben 0,08%) mellett.
- A Sümeg Süt-17-es fúrásból származó Sümegi Márga minta mérése gyakorlatilag reprodukálta az IHAROSNÉ LACZÓ (1982) által közölt értéket: a 49 elem átlagos reflektanciája 0,84%-nak bizonyult 0,09% szórással.

A fentebb bemutatott értékek nemhogy a Dunántúli-Középhegység eocénjéből és krétájából, hanem a Zalai-medence időnként 3000 méternél mélyebbről származó mintáiból mért vitrinitreflexiókat (vö. IHAROSNÉ LACZÓ 1982) is meghaladják, tovább erősítette a mélyebb betemetettség gyanúját. Ám ahhoz, hogy ezek a mérési eredmények ne csak pusztán számok, hanem jelentéssel bíró értékek lehessenek, a Gerecsére vonatkozóan részletes hőtörténeti modell felállítása volt szükséges.

Mintavételi pont	Képződmény	Méter	Mintasorszám	Ro%	Elemzés
Nyagda-völgy	Lábatlani Homokkő	-	NY-01	0,73±0,06	33
		-	NY-02	0,75±0,06	26
		-	NY-03	-	-
Hajós-árok	Lábatlani Homokkő	-	HA-01	-	-
		-	HA-02	-	-
		-	HA-03	0,74±0,10	13
		-	HA-04	-	-
Köszörűkő-bánya	Köszörűkőbányai	-	KO-01	0,89±0,13	31
	Konglomerátum	-	KO-02	0,71±0,07	27
Lábatlan Lb-36	Lábatlani Homokkő	8,6	LB-01	0,65±0,06	41
		30,8	LB-02	0,65±0,06	27
		60,0	LB-03	0,76±0,09	47
		82,2	LB-04	0,74±0,09	22
		97,8	LB-05	-	-
Tardosbánya Tb-2	Lábatlani Homokkő	-	TB-01	0,62±0,08	49
		-	TB-02	0,63±0,04	47
Neszmély N-2	Lábatlani Homokkő	60,5	NE-01	-	-
		120,5	NE-02	-	-
Agostyán	Vértessomló	68,5	AG-01	0,82±0,08	28
Agt-2	Aleurolit	264,5	AG-02	0,79±0,08	22
Sümege Süt-17	Sümegei Márga	229,6	SÜ-01	0,84±0,09	49



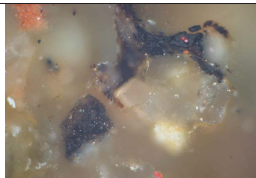
HA-03-as minta; szénült töredék fehér fényben, Ro: 0,72%; a kép szélessége 300 µm.



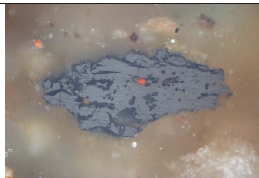
KO-01-es minta; szénült töredék fehér fényben, Ro: 1,02%; a kép szélessége 300 µm.



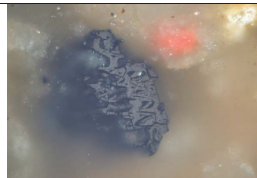
KO-02-es minta; szénült töredék fehér fényben, Ro: 0,61%; a kép szélessége 300 µm.



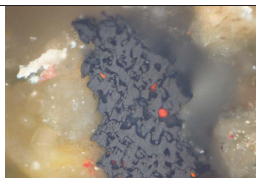
NY-01-es minta; szénült töredék száradási repedésekkel fehér fényben, Ro: 0,71%; a kép szélessége 300 µm.



NY-01-es minta; szénült töredék limonitosodott pirittel fehér fényben, Ro: 0,74%; a kép szélessége 300 µm



NY-02-es minta; szénült töredék limonitosodott pirittel fehér fényben, Ro: 0,70-0,85%; a kép szélessége 300 µm



NY-02-es minta; szénült töredék limonitosodott pirittel fehér fényben, Ro: 0,75-0,85%; a kép szélessége 300 µm

A fényképek Zeiss MPM 400 mikroszkóppal, reflektált fényben 546 nm szűrővel, olajimmerzióval, Epiplan-NEOFLUAR 50x objektívvel készültek. A minta műgyantába öntött polírozott felületű; a megvilágítás fehér fényű reflexiós elemzés felvételek analízator és polarizátor használata nélkül készült.

IX/2. ábra: A Gerecséből vitrinreflexiós vizsgálatra vett minták mérési eredményei és egyes minták fényképei.

10 HŐTÖRTÉNETI MODELLEZÉS

A 9. fejezetben bemutatott vitrinitreflexiók értékének értelmezése csak a minta pontos korának és hőtörténetének ismeretében lehetséges (TISSOT 1969, 2003 és TISSOT & ESPITALIÉ 1975). Mivel a minták kora ismert, így a Gerecsére vonatkozó hőtörténeti modell felállítása után lehetőség nyílik a mért értékek értelmezésére. A hőtörténeti modellezéshez négy kulcsfontosságú paraméter ismerete szükséges: ezek rendre

- a vizsgált képződmény fedői, képződési korról és anyagi minőséggel;
- a fentebbi fedőképződmények esetleges lepusztulásának kora és mértéke;
- a területre jellemző paleohőáram-értékek és ezeknek az idővel való változása napjainkig; valamint
- az éves középhőmérséklet értéke és ennek esetleges változása az idő előrehaladásával;

A továbbiakban a hőtörténeti modell felállításának lépéseiről – a paleo-hőáramok rekonstruálásáról és a modellezéshez felhasznált rétegsorokról – lesz szó, azonban mindezt egy rövid áttekintés fogja megelőzni: a modellezés folyamatának kulcsfontosságú részt a hőmennyiségi index (TTI) előállítása, és ennek összefoglaló bemutatása szükséges a modellek egy részének értelmezéséhez is.

10.1 A VITRINITREFLEXIÓ NUMERIKUS MODELLEZÉSE ÉS A TTI-INDEX

A modellező szoftverek jó része – így a munka során felhasznált PetroMod 9.0 program 1D-s modellező modulja is – a LOPATIN (1971) és WAPLES (1980) által kidolgozott, majd például SWEENEY & BURNHAM (1990) által továbbfejlesztett TTI-módszerrel dolgozik; ez egy egyszerű numerikus eljárás, mely a szervesanyag \rightarrow vitrinit átalakulásának hőmérséklet- és időbeli függését két lépcsőben veszi figyelembe. Elsőként egy hőmennyiségi indexet (*time-temperature index*, TTI) számolunk annak alapján, hogy egy adott hőmérsékleti tartományban mennyi időt töltött a minta. Ennek során a millió évek számát szorozzuk össze egy exponenciális taggal, mely 80-90 °C-ra 2^{-2} , 90-100 °C-ra 2^{-1} , 100-110 °C-ra 2^0 , 110-120 °C-ra 2^1 , és így tovább, összhangban KARWEIL (1956) és BOSTICK (1971) eredményeivel. Ennek

érdemi jelentése, hogy 10 °C hőmérséklet-növekedés a kétszeresére növeli a reakció sebességét, és ez összhangban is van a mindennapi életben tapasztalt reakciósebesség-változásokkal. A fentiek értelmében például

- 1 millió év 105 °C-on: $TTI = 1$,
- 1 millió év 105 °C-on: $TTI = 2$,
- 1 millió év 115 °C-on: $TTI = 2$,
- 2 millió év 115 °C-on: $TTI = 4$, és így tovább.

Amennyiben ezt a minta teljes „életére”, azaz hőtörténetére elvégezzük, majd a kapott indexeket összegezzük, egy dimenzió nélküli számot kapunk. Ennek az értéknek a vitrinireflexióval való viszonyát egy félempirikus kapcsolat mutatja meg, mely korreláció (WAPLES 1980, ISSLER 1984, HORVÁTH et al. 1988, valamint MORROW & ISSLER 1993) fúrásokból származó minták ismert hőtörténete alapján készült; ez fogja az elvi számítási menet második lépését képezni. Ebben a tapasztalati összefüggésben lesz benne többek között a reakció időfüggése, az üledék kompaktciója, a képződmények hőkapacitása és hővezetőképessége, továbbá számtalan egyéb termodinamikai és közétfizikai paraméter.

10.2 A PALEO-HŐÁRAMOK MODELLEZÉSE

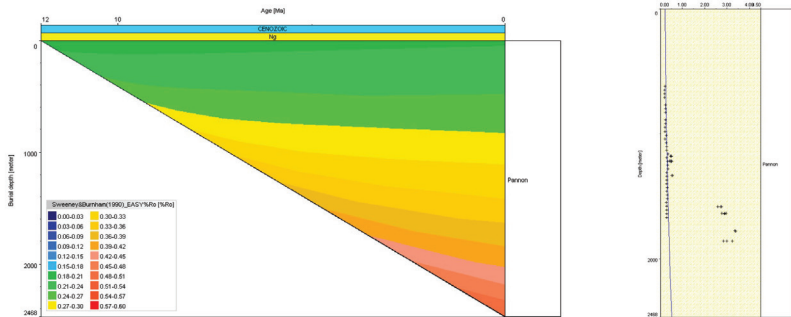
A vitrinireflexiós mérések értelmezéséhez, azaz a terület hőtörténetének megértéséhez és modellezéséhez elengedhetetlen a paleo-hőáramok értékének ismerete. A recens hőáramokról DÖVÉNYI et al. (1983), LENKEY et al. (2002) és HORVÁTH et al. (2005) mutat be nemcsak számszerű adatokat, hanem kiváló áttekintő térképeket is. A rendelkezésre álló vitrinireflexiós adatok (3.4.2. fejezet) és fúrási rétegsorok (GYALOG et al. 2007) összekapcsolása lehetővé tették a paleo-hőáramok vizsgálatát mind a Zalai-, mind pedig a Győri-medence területére. Egyes időrendszertani egységek – így például a pannon – az adatok jelentős számának köszönhetően igen részletesen, kimerítően tanulmányozhatónak bizonyultak; más esetekben viszont csak az egymással szomszédos időrétegtani egységekre lehetett átlagos hőáramot számítani. A paleo-hőáramok modellezés során alapul vett modell-beállításokat, és egyéb, a modellezés reprodukálhatóságához szükséges paramétereket a Függelék ismerteti.

Amennyiben egy adott időrendszertani egységből egy adott fúrásban nem állt rendelkezésre mérési adat, azért a fiatalabb és idősebb minták paramétereinek ismeretében becslést lehetett tenni az adott időrendszertani egység hőtörténetére. Ez az indirekt hőtörténeti modellezési módszer azonban fenntartással kezelendő, és csupán tájékoztató jellegű adatokat szolgáltathat. A Pannon-medence szerkezetalakulásának és hőáramának kapcsolata (vö. például ROYDEN et al. 1983, POSGAY et al. 1991, TARI et al. 1992 és HORVÁTH 1993) értelmében a fiatalabb hőhatásra kellett kiemelt figyelmet fordítani; a rendelkezésre álló vitrinitreflexiós adatok tökéletesnek bizonyult erre a célra. A hőáramok modellezése a Zalai-medencére is elkészült; ennek a 11. fejezetben, a korrigált vitrinitreflexiók számításánál lesz nélkülözhetetlen szerepe.

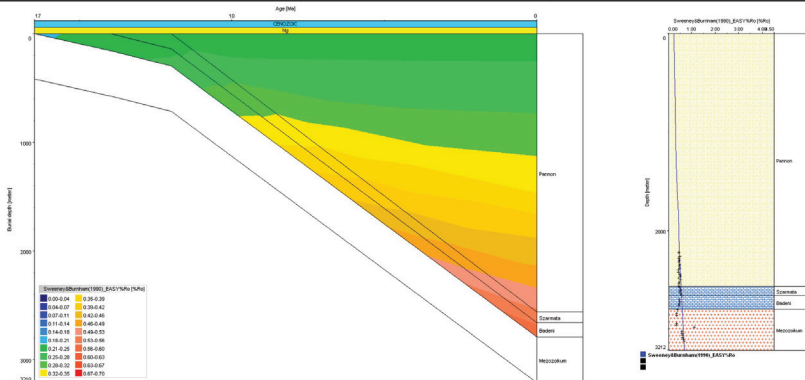
A Zalai-medence területéről 61 fúrásból álltak rendelkezésre vitrinitreflexiós adatok, ezek a Bajánsenye-1, -M-1, -Nyugat-1, Bárszentmihályfa-1, Csesztreg-1, -3, Dióskál-7, Kerkáskápolna-1, Kotormány-1, Nagylengyel-45, -83, -90, -96, -108, -190, -236, -280, -291, -358, -383, -386, -392, -395, -404, -407, -408, -412, -413, -414, -415, -439, -500, Némethfalu-2, Őrszentpéter-4, -Dél-2, -Dél-3, -Dél-4, -Dél-6, -Dél-8, Petréte-2, Porszombat-1, Pusztapaát-2, -7, -11, Resznek-1, Söjtör-Nyugat-1, Szentgyörgyvölgy-1, Szilvagy-12, -15, -26, -27, -32, -33, -35, Viszák-1, Zalabaksa-1, Zalaszentmihály-1, -Nyugat-1, Zalaudvarnok-2, és Zebecke-2 fúrások. A Győri-medence hőtörténetének tanulmányozásához 19 fúrás adatait lehetett felhasználni, ezek a Bősárkány-1, Celldömölk-1, -ÉNY-1, Csapod-1, Dabrony-1, Gönyű-1, Győrszemere-2, Ikervár-2, -11, Mihályi-22, -25, -28, Nemeskolta-1, Pásztori-1, Tét-2, -3, -4, -5 és Vinár-1 fúrások voltak.

10.2.1 Pannon hőáram

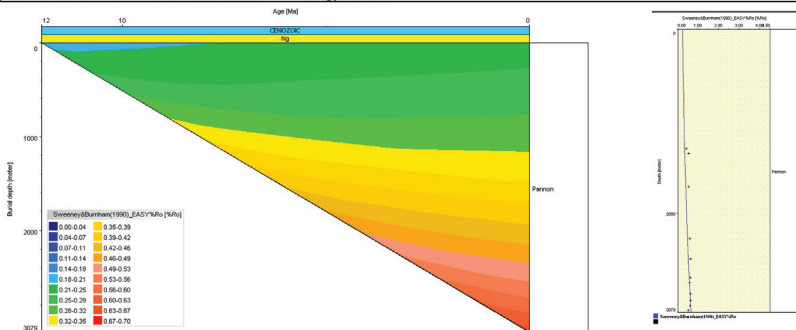
A pannon hőáramok közvetlen modellezését a Zalai-medence területén négy szénhidrogén-kutató fúrás vitrinitreflexiós adatai tették lehetővé; a HU-001627-es fúrás 67 pannon mintája, valamint a HU-006424-es fúrás 17 vitrinitreflexiós adata, továbbá a HU-006532-es és HU-007007-es fúrások 11-11 mintája szolgált alapul. Közvetett módon (azaz idősebb képződmények hőtörténetét tanulmányozva, és ebből következtetve a fiatalabb hőáramokra) további négy fúrás adataiból lehetett felhasználni; ezek a HU-001628-as, a HU-006038-as, a HU-006782-es és a HU-007850-es szénhidrogén-kutató fúrások voltak, rendre 13, 6, 8 és 0 mintával.



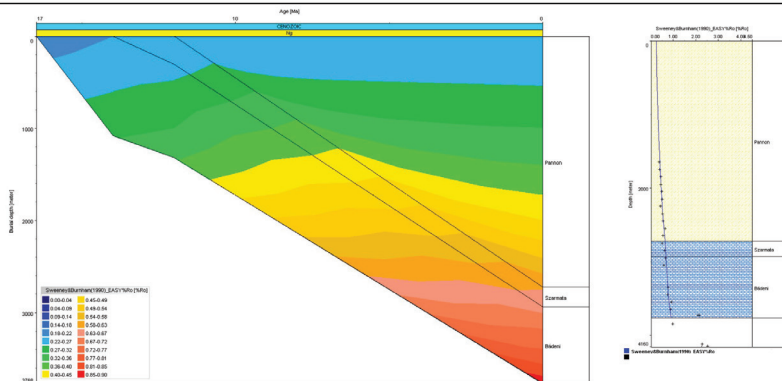
X1. ábra: A HU-001627 fúrás pannon mintáinak hőtörténeti modellezése; a vitrinitreflexiók alakulását a bal ábra mutatja, jobbra a modellezett és mért vitrinitreflexiók. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, pannon hőáram: 80 mW/m².



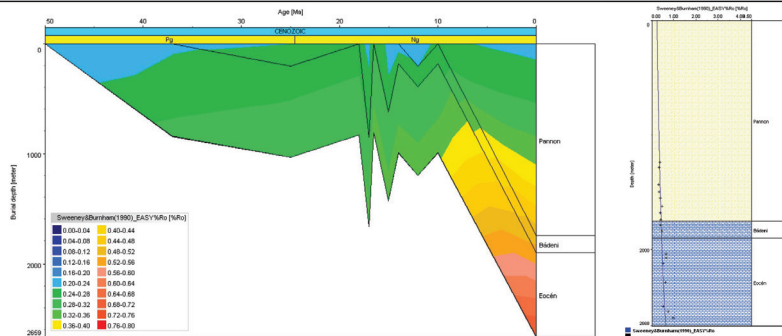
X2. ábra: A HU-006424 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, szarmata-pannon hőáram: 70 mW/m². A bádeni minták elhagyásával.



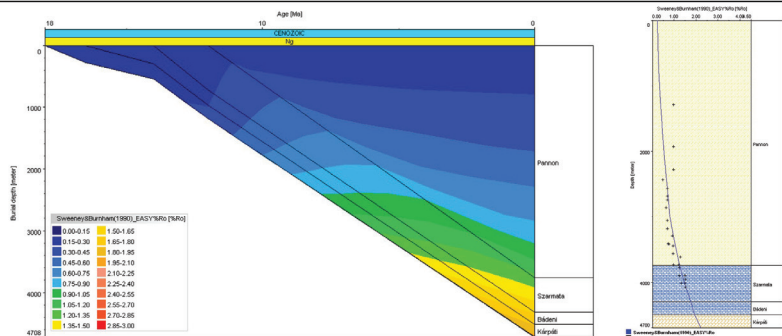
X3. ábra: A HU-06532 fúrás pannon mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, pannon hőáram: 70 mW/m².



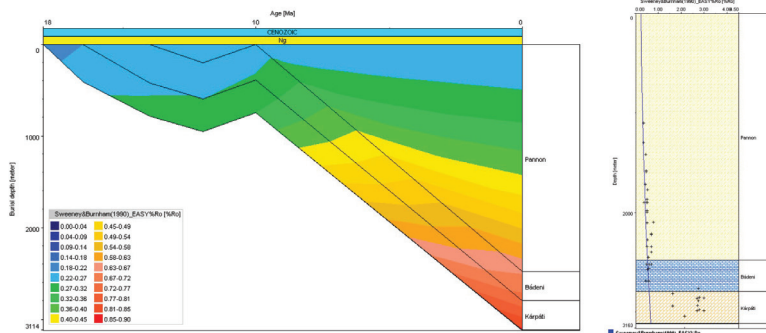
X/4. ábra: A HU-007007 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, bádai – szarmata - pannon hőáram: 75 mW/m².



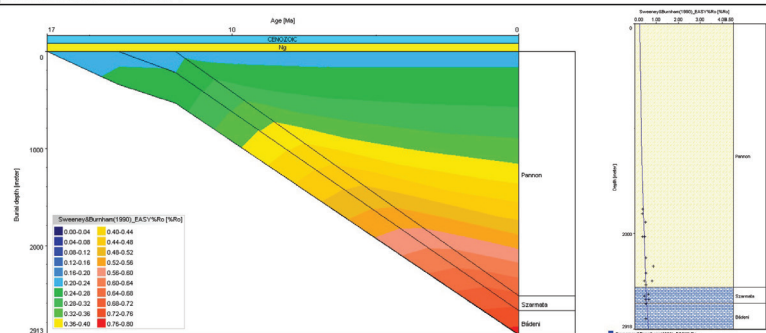
X/5. ábra: A HU-006782 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, eocén-bádai hőáram: 50 mW/m², szarmata-pannon hőáram: 75 mW/m². Részletesebben lásd a 10.2.5. fejezetet.



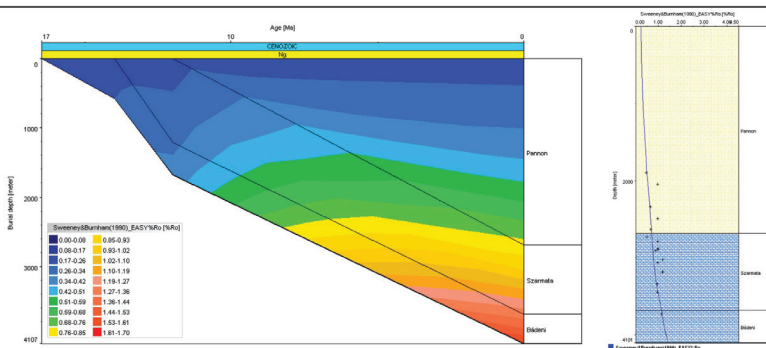
X/6. ábra: A HU-002066 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, kárpát-bádai hőáram: 60 mW/m², szarmata-pannon hőáram: 80 mW/m².



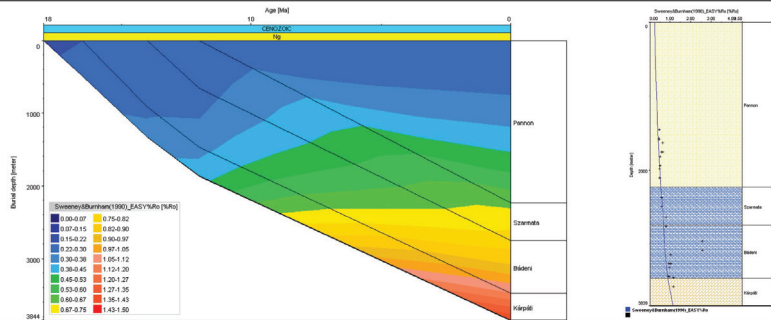
X/7. ábra: A HU-003410 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése (a minden bizonynal áthalmozott kárpáti szemcsék figyelmen kívül hagyásával). Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, kárpáti-bádai hőáram: 60 mW/m², szarmata-pannon hőáram: 70 mW/m².



X/8. ábra: A HU-005013 fúrás pannon mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, kárpáti-bádai-szarmata hőáram: 60 mW/m², pannon hőáram: 70 mW/m².



X/9. ábra: A HU-002195 fúrás pannon mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, bádai hőáram: 60 mW/m², szarmata-pannon hőáram: 85 mW/m².



X/10. ábra: A HU-007472 fúrás pannon mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, bádéri hőáram: 60 mW/m², szarmata-pannon hőáram: 80 mW/m².

A Zalai-medencére elvégzett hőtörténeti modellezés eredményei elég széles tartományban szórnak a hely függvényében; a legmagasabb értéket a HU-001627-es fúrás 80 mW/m²-es pannon hőárama jelentette (*X/1. ábra*). Közvetlenül a pannon vitrinitreflexiós adatokból számolva a HU-006424-es (*X/2. ábra*) és HU-06532-es (*X/3. ábra*) 70 mW/m²-es, valamint a HU-007007-es (*X/4. ábra*) fúrások esetén modellezett 75 mW/m²-es hőáram tűnik a legvalószínűbbnek. Az idősebb képződmények hőtörténeti modellezése során felhasznált – pannon mintákkal nem alátámasztott, indirekt és emiatt nagyobb bizonytalansággal terhelt – hőáram-adatok ennél alacsonyabbnak adódtak; értékük a HU-001628-as (részletesen lásd a szarmata hőáramoknál, illetve *X/11. ábra*), a HU-006038-as (*X/12. ábra*) és a HU-007850-es (*X/13. ábra*) fúrások esetében 50 mW/m²-nek, a HU-006782-es fúrásnál 75 mW/m²-nek bizonyult (*X/5. ábra*, valamint lásd a 10.2.5. fejezetet). A HU-001627-es fúrás hőáramától FODOR et al. (2003) eredményeinek okán szükséges volt eltekinteni, így HU-006424-es, HU-06532-es és a HU-007007-es fúrások pannon adataiból számított hőáramok bizonyultak elfogadhatónak, melyet a HU-006782-es fúrás modellezése is megerősített. Ennek alapján a Zalai-medence átlagos pannon hőárama 75 mW/m²-re tehető (*X/14. ábra*); ez az érték jó összhangban van a DÖVÉNYI et al. (1983) által a területre bemutatott nagyjából 80 mW/m²-es recens hőáram értékével, és kisebb, mint a HORVÁTH et al. (2005) által bemutatott recens 80-90 mW/m²-es érték.

A Györi-medence területéről már kevesebb fúrásból álltak rendelkezésre adatok; a pannon hőáram modellezésére a HU-002066-os, a HU-002195-ös, a HU-003410-es, a HU-005013-as és a HU-007472-es fúrásokból leírt vitrinitreflexió-értékeket lehetett alapul venni; ez fúrásonként rendre 19, 5, 22, 11 és 12 mért adatot jelent. Az öt fúrássra modellezett hőáram értéke – főleg a Zalai-medence számítási adatainak tükrében – igen kis tartományban szór; a

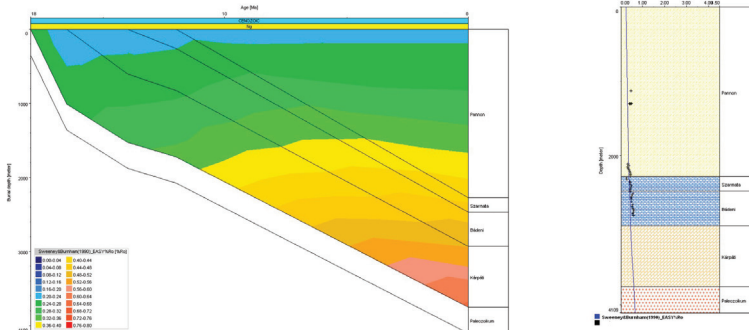
legnagyobb, 85 mW/m^2 -es hőáramot a HU-002195-ös fűrásban találjuk (X/9. ábra). A HU-002066-os (X/6. ábra) és a HU-007472-es fűrások (X/10. ábra) esetén 80 mW/m^2 -es, míg a HU-003410-es (X/7. ábra) és a HU-005013-as (X/8. ábra) fűrások modellezése során 70 mW/m^2 -es hőáramot lehetett a pannorra becsülni. Összhangban DÖVÉNYI et al. (1983) és HORVÁTH et al. (2005) eredményeivel, a Győri-medencére vonatkozó átlagos pannon hőáramot szintén 75 mW/m^2 -nek lehetett venni (X/14. ábra).

10.2.2 Szarmata hőáram

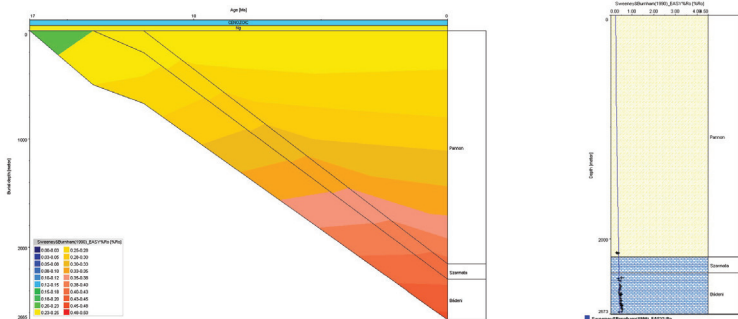
A Zalai-medence szarmata hőáramának közvetlen modellezésére a HU-006424-es és HU-007007-es fűrások rendre 5 és 2 mintából származó vitrinitreflexiós mérési adatai nyújtottak közvetlen lehetőséget. Indirekt módon a HU-001628-as fűrás 10 darab mintája, továbbá a HU-006038-as, a HU-006782-es és a HU-007850-es fűrások idősebb képződményeinek reflexiós adatai adhattak alapot a szarmata hőáram becsléséhez.

A pannon hőáramok esetében észlelt szélesebb sávban történő szórás a szarmata hőáramok esetében is visszaköszön; a megbízhatóbb közvetlen adatokon alapuló számítások (HU-006424-es és HU-007007-es fűrások) rendre 70 és 75 mW/m^2 -es eredményt adtak (X/2. és X/4. ábra); az indirekt adatokon alapuló becslések a HU-006782-es fűrásból 75 mW/m^2 -t (X/5. ábra), a HU-001628-as fűrásból (X/11. ábra), a HU-006038-as (X/12. ábra) és a HU-007850-es fűrásokból (X/13. ábra) 50 mW/m^2 -t eredményeztek. A fentebbiek mérlegelésével a Zalai-medence területére átlagosan 70 mW/m^2 -es szarmata hőáram tartható elfogadhatónak (X/14. ábra).

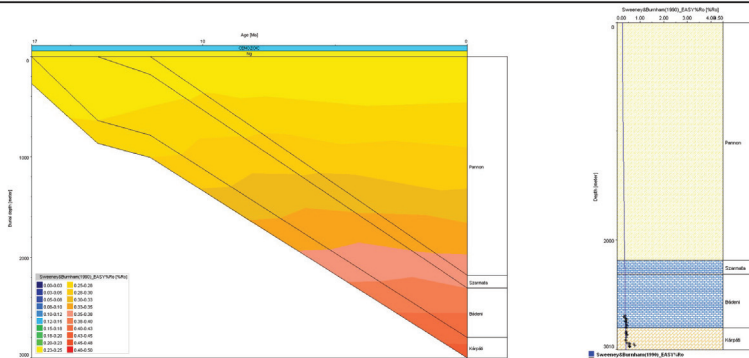
A Győri-medence szarmata paleo-hőáramának modellezésére a HU-002066-os, a HU-002195-ös, a HU-005013-as és a HU-007472-es fűrások rendre 7, 11, 4 és 4 vitrinit-reflexiós adata nyújtott lehetőséget; indirekt információt a HU-003410-es fűrás hőtörténeti modellje adhat. Az eredményül kapott hőáram a HU-002195-ös (X/9. ábra) fűrásra 85 mW/m^2 -nek, a HU-002066-os (X/6. ábra) és a HU-007472-es (X/10. ábra) fűrásokra 80 mW/m^2 -nek, addig a HU-003410-es fűrásra (X/7. ábra) 70 mW/m^2 -nek, a HU-005013-as fűrásra pedig 60 mW/m^2 -nek adódott. Ennek értelmében a Győri-medence átlagos szarmata hőárama – a Zalai-medence hasonló értékével jó összhangban – mintegy 75 mW/m^2 -ra tehető (X/14. ábra).



X/11. ábra: A HU-001628 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, kárpáti-pannon hőáram: 50 mW/m²



X/12. ábra: A HU-006038 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, bádeni-pannon hőáram: 50 mW/m².



X/13. ábra: A HU-007850 fúrás mintáinak hőtörténeti modellezése. Évi középhőmérséklet: 12°C, vízszint 0 méter, kárpáti-pannon hőáram: 50 mW/m²

10.2.3 Bádeni hőáram

A Zalai-medence bádeni hőáramának közvetlen tanulmányozása a HU-001628-as, a HU-006038-as és a HU-007007-es fúrások rendre 22, 53 és 9 darab bádeni korú mintáin elvégzett vitrinitreflexiós vizsgálatok adatainak segítségével bizonyult megoldhatónak. Indirekt – azaz az idősebb képződmények reflexiós adatainak értelmezésén alapuló – modellezésre a HU-006782-es és a HU-007850-es fúrások idősebb mintáinak reflektanciaadatai nyújtottak lehetőséget. A bádenire számított paleo-hőáramok értéke a HU-001628-as (*X/11. ábra*) és a HU-006038-as (*X/12. ábra*) fúrásokban 50 mW/m^2 -nek bizonyult; ettől eltérőnek, 75 mW/m^2 -nek adódott a HU-007007-es fúrásban (*X/4. ábra*). A HU-006782-es (*X/5. ábra*) és a HU-007850-es (*X/13. ábra*) fúrások idősebb képződményeinek hőtörténeti modellezéséhez szintűgy 50 mW/m^2 -es hőáramot kellett feltételezni, így a fentiek értelmében a Zalai-medence átlagos bádeni hőárama 50 mW/m^2 -re tehető (*X/14. ábra*).

A Győri-medence bádeni hőáramának modellezésére a HU-003410-es (*X/7. ábra*) és a HU-007472-es fúrás (*X/10. ábra*) rendre 8 és 12 bádeni korú mintája szolgáltatott közvetlen információt. Ennek értelmében a bádenire rendre egységesen 60 mW/m^2 -es hőáramot eredményezett a két fúrás hőtörténeti modellezése; a Győri-medence bádeni hőáramára így a 60 mW/m^2 -es átlag vehető legvalószínűbbnek (*X/14. ábra*).

10.2.4 Kárpáti hőáram

A Zalai-medence kárpáti paleo-hőáramának modellezése esetén csak a HU-007850-es fúrás 21 kárpáti mintájára lehetett támaszkodni; egyéb esetekben vagy csekély mennyiségű adat állt rendelkezésre, vagy pedig a feltételezett áthalmazottság okán jelentős hiba terhelte az adatsort. Indirekt módon a HU-006782-es fúrás eocén adatainak segítségével lehetett durva becslést tenni a kárpáti hőáramra. A HU-007850-es fúrás (*X/13. ábra*) esetén a hőáram értéke – összhangban a HU-006782-es fúrás (*X/5. ábra*) modellezett értékével – 50 mW/m^2 -nek adódott, így a Zalai-medence kárpáti hőáramára így ezt lehetett figyelembe venni (*X/14. ábra*).

10.2.5 Oligocén – kora-miocén hőáram

Az egyre idősebb minták hőtörténetének modellezése még jelentős mennyiségű „kalibrációs adat”, azaz vitrinitreflexiós érték esetén is egyre nagyobb hibával terhelt.

Ráadásul amennyiben a rétegsor nem folyamatos, úgy a lepusztulások kora és a lepusztult rétegsor vastagsága újabb jelentős bizonytalansági tényezőt hordoz magában.

A HU-006782-es fúrás által feltárt eocén képződmények lehetővé tették az oligocén – korai miocén hőáramok hozzávetőleges megbecslését. Mivel a fúrás rétegsora nem folyamatos (a szarmata, a kárpáti, a kora-miocén és a teljes oligocén kimarad a rétegsorból), így egyrészt becslést kellett tenni a hiányzó képződmények vastagságára, másrészt pontosan ez jelentősen le is csökkenti a modellezés megbízhatóságát.

A modellezés során a leggyorsabb süllyedést – és egyben maximális képződményvastagságot – mutató HU-001627-es fúrás rétegtani adatait lehetett alapul venni: ennek értelmében 200 méternyi szarmata, a rétegsorban megőrződöttön felül további 350 méternyi bádén és 850 méternyi kárpáti képződmény leülepedését majd lepusztulását lehetett indokoltan feltételezni. Az oligocén és kora-miocén képződmények vastagsága 0 méternek volt vehető; a Zalai-medence fúrásaiban nem ismerünk kora-miocén és oligocén képződményeket. A modellezés eredményeként (*X/5. ábra*) az oligocén – kora-miocén hőáram mintegy 50 mW/m^2 -nek adódott (*X/14. ábra*), jól egybecsengve például ROYDEN et al. (1983) és HORVÁTH (1993) eredményeivel.

10.2.6 Összegzés

A Zalai- és Győri-medence szénhidrogén-kutató fúrásainak vitrinitreflexiós értékeit felhasználva modellezni lehetett mindkét medence paleo-hőáramait. Ennek eredményeként a Zalai-medence pannon, szarmata, bádén, kárpáti és oligocén – kora-miocén hőáramát rendre 75, 70, 50, 50 és 50 mW/m^2 -nek találtam (*X/14. ábra*). A Győri-medence átlagos, pannon, szarmata, bádén és kárpáti paleo-hőáramait rendre 75, 75 és 60 mW/m^2 -nek adódott (*X/14. ábra*). A HU-001627-es szénhidrogén-kutató fúrás hőtörténeti modellezése során meg lehetett állapítani, hogy az anomálishan megemelkedett kárpáti vitrinitreflexiós értékek minden

	HU-001627	HU-001628	HU-006038	HU-006424	HU-006532	HU-006782	HU-007007	HU-007850	Átlagos hőáram, Zalai-medence	HU-002066	HU-002195	HU-003410	HU-005013	HU-007472	Átlagos hőáram, Győri-medence
Pannon	80	50	50	70	70	75	75	50	75	80	85	70	70	80	75
Szarmata	-	50	50	70	-	75	75	50	70	80	85	70	60	80	75
Bádén	-	50	50	-	-	50	75	50	50	-	-	60	-	60	60
Kárpáti	-	-	-	-	-	50	-	50	50	-	-	-	-	-	-
Kora-miocén – oligocén	-	-	-	-	-	50	-	-	50	-	-	-	-	-	-

X/14. ábra: A Zalai- és Győri medence fúrásainak modellezett hőárama és a medencékre számolt átlagos hőáramok.

bizonynal a Dunántúli-középhegységi Egységnek mint extenziós allochtonnak a szlovéniai területen található Felső-Ausztróalpi eredetű Magdalensbergi sorozatról történő lecsúszásával hozható kapcsolatba (FODOR et al. 2003).

10.3 A FEDŐKÉPZŐDMÉNYEK

A Gerecse apti és albai korszakokban elfoglalt nagyszerkezeti helyzete és a lejátszódó szerkezetalakulási folyamatok (a teljesség igénye nélkül: CSÁSZÁR & HAAS 1979, 1984, TARI 1994, 1995, CSONTOS & VÖRÖS 2004) a bemutatott észlelések tükrében az üledékes helyett a szerkezeti betemetettség lehetőségét vetették fel. Mivel a Dunántúli-Középhegység kréta üledékes képződményeinek rétegtana FÜLÖP József, majd CSÁSZÁR Géza és HAAS János hosszú évtizedekig tartó munkájának köszönhetően kiválóan dokumentált és többszörösen ellenőrzött, így célszerű volt elsőként az üledékes betemetettség lehető legalaposabb tanulmányozásával magyarázni a kapott reflektanciaértékeket kialakító hatásokat.

Az üledékes betemetettség modellezéséhez azonban semmilyen rétegtani adat nem állt rendelkezésre, így egy nem létező, ismeretlen vastagságú, ám helyenként üledékhézagokkal és esetlegesen lepusztulással is tarkított rétegsor hatását kellett vizsgálni. A Gerecséből a korai albanál fiatalabb képződményt elvétele ismerünk csak, és ezek összvastagsága ma a pár tíz méteres nagyságrendbe sorolható. Az esetleges analógiaként szolgáló Rossfeld-típusú rétegsornak az üledékes fedője ismeretlen (FAUPL & TOLLMANN 1979, MANDL 1999, 2000, BRAUNSTINGL 2005). Ennek okán – jobb híján – hipotetikus alapokon nyugvó modell-rétegsorok segítségével lehetett kísérletet tenni a betemetettséget okozó hatás megismerésére; a feladat megoldását tovább nehezítette a Bakony kréta képződményeiből megismert turon – coniaci üledékhézag megléte.

Így a bemenő rétegsorok modellezése során ameddig csak lehetett, a Gerecse szűkebb környezetéből megismert rétegtani információk kerültek felhasználásra. Az ösföldrajzi kapcsolatokból (összefoglalóan CSÁSZÁR 1996, 1998) kiindulva a Tési Agyagmárgát követően egy bakonyi típusú kréta rétegsort lehetett feltételezni a Gerecse területére is, jól tudva, hogy a bakonyi késő-kréta legközelebbi feltárása is több, mint 100 kilométerre van a munkaterülettől. A tercier képződmények modellezéséhez alapul vett képződményvastagság-adatok döntően a Gerecse környékéről származnak, és gyakorlatilag a terület medencéiben és a hegységi területeken mélyült számos mélyfúrás rétegsorainak (GYALOG et al. 2007) feldolgozásával álltak elő.

Időrendszertani egység vagy képződmény neve	Felhasznált fúrások száma	Legnagyobb vastagságot harántoló fúrás	Legnagyobb vastagság	Figyelembe vett legnagyobb vastagságot harántoló fúrás neve	Harántolt vastagság	Középvastagság	Üledékképződés kezdete	Üledékképződés vége
	db		m		m	m	millió év	
Negyedidőszak	24237	Pusztavám Pv-11	529	Győr B-3	384	6	2	0
Pannon	5387	Győr B-81	1406	Ács Ács-1	755	45	12	2
Miocén	3481	Szentendre Sze-II	447	Szentendre Sze-II	447	40	24	12
Oligocén	13062	Csatka Ck-1	754	Csatka Ck-1	754	74	37	24
Eocén	28602	Nagysáp N-71	444	Nagysáp N-71	444	22	57	37
lepusztulás							65	57
Polányi Marga	326	Devecser Dv-3	595	Devecser Dv-3	595	131	76	65
Jákói Marga	330	Nemeshany Nh-1	204	Halimba H-491	147	37	80	76
Ugodi Mészkö	1628	Csabrendek Ck-485	735	Gyepükaján Gyk-45	375	37	81	80
Csehbányai	232	Bakonyjákó Bj-150	257	Bakonyjákó Bj-150	257	65	83	81
Ajkai Kőszén	74	Ajka Ak-7	163	Ajka Ak-7	163	47	84	83
Halimbai Bauxit	36	Ajka Ak-33	40	Ajka Ak-33	40	10	85	84
lepusztulás							92	85
Pénzesküti Marga	701	Jásd J-42	470	Jásd J-36	280	31	102	92
Zirci Mészkö	115	Úrkút U-421	201	Úrkút U-236	160	16	105	102
Alsóperei Bauxit	74	Csetény Cst-25	13	Csetény Cst-25	13	3	106	105
Tési Agyagmarga	533	Súr Sr-1	223	Súr Sr-1	223	33	109	106
Környei Mészkö	66	Oroszlány O-2547	142	Oroszlány O-2547	142	20	112	106
Vértessomlói								
Aleurolit	196	Agostyán Agt-2	366	Tata Ta-172	164	26	112	109
Tatai Mészkö	145	Pénzesgyőr Pgy-3	208	Tatabánya Ta-1329	159	23	117	112

X/15. ábra: A hőtörténeti modellezés során alapul vett képződményvastagságok GYALOG et al. 2007 nyomán, valamint a rétegsorhoz rendelhető képződési és lepusztulási korok.

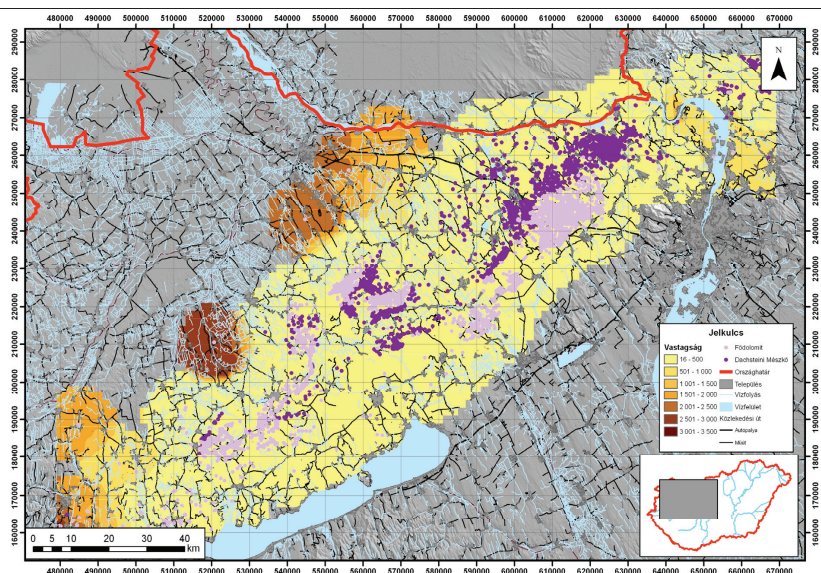
10.3.1 A képződményvastagságok statisztikai adatai

A legnagyobb bizonytalanságot a képződmények vastagságának megbecslése okozta; ebben az esetben csak a rendelkezésre álló mélyfúrási adatok feldolgozása segíthetett. Figyelembe kellett venni a mélyfúrásokban található képződmény-vastagságok

- maximumát (mely egyben egy felső becslést is ad a betemetettség mértékére), valamint a képződmény-vastagságok

- várható értékét, melyet legegyszerűbben a kilógó adatokra érzéketlen medián (középérték) fejezhet ki (*X/15. ábra*).

A maximális képződményvastagságokat tartalmazó rétegsoroknál számos esetben – ilyen például a Vértessomlói Aleurolit – a legnagyobb vastagságot mutató adatot figyelmen kívül kellett hagyni. Ennek egy része konkrét ismereten alapul: például az Agostyán Agt-2-es fúrás meredek, ferde helyzetű Vértessomlói Aleurolitot fűrt, így a megadott érték nem a valódi vastagságot mutatta. Számos egyéb esetben (melyek az adott rétegtani egység ismertetésénél tárgyalásra is kerülnek) egyes adatok különállóan, minden bizonnyal helyi hatással magyarázható módon lógtak ki az adatsorból; ezekben az esetekben a második legnagyobb adatot lehetett alapul venni.



X/16. ábra: A poszt-triász képződmények simított vastagságtérképe a Dunántúli-Középhegység területén és környezetében (GYALOG et al. 2007) alapján. A háttér a 90 méteres felbontású SRTM-domborzatmodell adata; a keret számai EOV-koordináták.

A középső- késő-kréta – terciér rétegsorok vastagságára hozzávetőleges becslése más módon is megtehető: ennek egyik lehetséges útja egy domborzattal korrigált fekművelységtérkép, mely a felszíni fúrásponthoz és az elért képződmény közötti topográfiai vastagságkülönbség simított térképi nézete. Jelen esetre ez egy albai fekművélet jelentene, azonban sokkal informatívabb – és sokkal több adatból, gyorsabban előállítható – egy

domborzattal korrigált poszt-triász vastagságtérkép. Ebben az esetben a jura és kora-kréta képződmények elhagyása valóban okoz párszáz méternyi hibát a vastagság becslésében, előnye viszont, hogy sokkal nagyobb területre teszi lehetővé a poszt-triász képződményvastagság becslését. Ennek alapján megállapítható, hogy az átfűrt poszt-triász rétegsorok vastagsága a Dunántúli-Középhegység hegységi területén gyakorlatilag nem haladja meg az 1000 métert (*X/16. ábra*) – a teljes adatsor középértéke 488 méternek bizonyult – és ez a felismerés sok esetben fog fogódzóként szolgálni.

10.4 TERCIER RÉTEGSOROK

Folyamatosan szem előtt tartandó, hogy választ kell találni a kérdésre: a vitrinitreflexiókat eredményező betemetettséget egyáltalán melyik időrendszertani egységre lehet valószínűsíteni, azaz kréta, kainozoikum, avagy együttes betemetettséggel magyarázandóak-e a mérési eredmények? Hogy a kainozoikum hatását egyértelműen el lehessen választani a krétától, szükséges volt az egész kainozoikum *együttes* hőtörténeti hatását vizsgálni. Szem előtt tartva a vitrinitreflektancia időtől és betemetettségtől való függését, látható, hogy pont a legproblémásabb kréta betemetettséget kell a legrészletesebben górcső alá venni; így a modellezés a kréta képződményekre formációnkénti felbontásban, míg a kainozoikum képződményeire csak kevésbé részletesen, egy-egy korszak képződményeinek összevonásával készült el.

10.5 A RÉTEGSOR ALAPADATAI

A Gerecse környéki pannon-nyegyedidőszaki képződmények összesített vastagságviszonyait figyelembe véve (összefoglalóan JÁMBOR 1980) a vastagságmaximumot Pusztavám környékén látjuk – ez 529 méter a Pusztavám Pv-11-es fúrásban (GYALOG et al. 2007). Megfigyelhető azonban, hogy ez a vastagságadat szélsőségesen kilógó érték; az ezután következő 384 méternyi nyegyedidőszak a Győr B-3-es fúrásban található, így ez az érték lett a modellbe beépítve (*X/15. ábra*).

A Győri-medence területén találhatunk jelentősebb vastagságú pannon összeletet; például 1406 méternyi ilyen képződményt harántolt a Győr B-81-es fúrás. Ennél életszerűbb volt az Ács melletti Ács-1-es fúrás által feltárt 755 méternyi pannon vastagság – ez került be végül a hőtörténeti modellbe (*X/15. ábra*). Közelebbre tekintve a pannon képződmények helyi

vastagságmaximumát a Csákvár-Ta-394-as vagy a Bicske-B-2-es fúrásban találjuk: ez rendre 273 és 245 méternyi (GYALOG et al. 2007).

A miocén képződmények vastagsága a Gerecse környékén nagyjából néhány tíz méter (KORPÁS 1981); ehhez képest kiugró értéket képvisel a Szentendre Sze-2-es fúrásának 447 méternyi miocén rétegsora – mely egyben a hőtörténeti modellbe is bekerült (X/15. ábra) –, továbbá a Szentendre K-35-ös fúrásának 432 méternyi Budafoki Formációja (GYALOG et al. 2007).

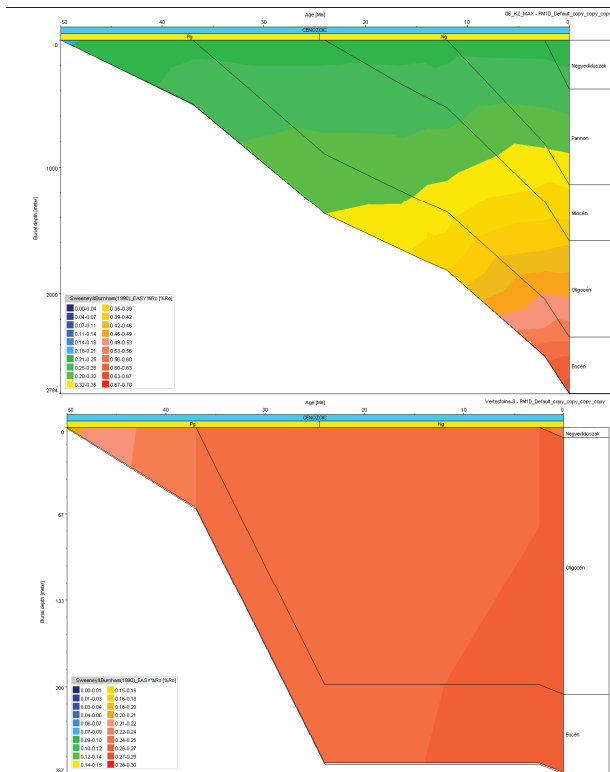
Az Északi-Gerecse területéről nem ismerünk bizonyítottan oligocén képződményt; az ilyen korú formációk átlagos vastagsága 600-700 méter az Oroszlányi-, a Tatabányai- és a Dorogi-medencében (KORPÁS 1981). A Csatka Ck-1-es fúrás 754 méternyi oligocén képződményt harántolt, a Gerecséhez közelebbi Kesztlőc-27-es számú fúrás 660 méternyi, a Pilismarót-6-os fúrás pedig 557 méternyi oligocén képződményt tárt fel, míg a munkaterülethez igen közeli Vértestolna Vt-9-es fúrás azonban mindössze 110 méternyi haladt oligocénben. A hőtörténeti modellbe (X/15. ábra) a Csatka Ck-1-es fúrásból származó maximális, 754 méteres adat (GYALOG et al. 2007) került beépítésre.

Bár az Északi-Gerecse területén csak foltokban ismerünk kisebb eocén előfordulásokat (példaként LIFFA 1907, VÍGH 1925, illetve SZÖTS 1956), a közelben található medenceterületek vastag eocén rétegsorai indokolják a mélyfúrásokból származó adatok használatát. Ezzel abból a – példaként SZÖTS (1956), KOPEK et al. (1966), GIDAI (1966, 1972) és KOPEK (1980) felismeréseinek ellentmondó – gondolatból indulunk ki, hogy Gerecse területe az eocén során nem kiemelt, hanem környezetéhez hasonlóan medence-helyzetű volt. Ehhez a hipotetikus medencehelyzetű rétegsorhoz vegyük alapul a Gerecse-környéki medenceterületek (SZÖTS 1956) közül a legvastagabb eocén rétegösszletet tartalmazó Dorogi-medencét (GIDAI 1966). A medencében mélyült Tokod T-154-es fúrásban található a legvastagabb eocén rétegösszlet: ez 303 méter. A medence összes eocén képződményének maximális vastagságát egyszerűen összeadva, és bármilyen összefogozódástól, kivékonyodástól eltekintve maximálisan 441 méternyi eocént kapunk. Távolabbra tekintve, a Nagysáp N-71-es fúrás 444 méternyi (GYALOG et al. 2007) eocén képződménye ad vastagságmaximumot – a modellezésben (X/15. ábra) ez került felhasználásra.

A modellezésben során a 10.2-es fejezetben megismert és a Győri-medencéből származó paleo-hőáramok kerültek felhasználásra (X/14 ábra); a pre-kárpátira 50 mW/m²-es állandó hőáramot lehetett alapul venni.

10.6 A TERCIER RÉTEGSOR BETEMETŐ HATÁSÁNAK ÉRTÉKELÉSE

A modellezés során a **maximális** vastagságú, mintegy 2785 méternyi terciér rétegsor hatására – bármilyen lepusztulástól avagy kiemelkedéstől eltekintve – 0,68%-os reflexiós értéket lehetett bemutatni (*X/17. ábra*); ezt az értéket az eltemetett mintáknak gyakorlatilag a mai napon kell(ene) elérniük. Hangsúlyozandó, hogy ilyen képződményvastagságokat a Gerecse közeléből nemhogy együtt, de még külön-külön sem nagyon ismerünk. Maga a rétegsor teljesen irreális vastagságviszonyokat mutat, és jócskán meghaladja a Dunántúli-Középhegység poszt-triász képződményeinek átlagos vastagságait is (lásd a 10.3.1. fejezetet, illetve *X/16. ábra*). Szem előtt tartandó tény, hogy az így kapott kainozoikumi rétegsor vastagsága megközelítőleg a tízszerese a területre mérvadónak vehető Vértestolna Vt-9-es



fúrás 266 méteres kainozoikumi rétegsorának. Amennyiben ez utóbbi rétegsorának betemető hatását vizsgáljuk, úgy a 0,30%-os vitrinitreflexiós értéket érhetünk csak el (*X/18. ábra*).

További fontos aspektus, hogy a modellezéshez a Győri-medence hőáramai lettek felhasználva, azonban tudjuk, hogy a Gerecse területére vonatkozó hőáram napjainkban ennél alacsonyabb (vö. DÖVÉNYI et al. 1983 és HORVÁTH et al. 2005 Gerecsére vonatkozó eredményeit a 10.2. fejezetben bemutatott értékekkel), és vélhetően ez a helyzet a miocén és pannon során is fennállt.

A fentebbiek egybevetésével megállapítható, hogy tercier betemetődéssel *nem* magyarázható a mért vitrinitreflexiós értékek (9.4. fejezet) kialakulása. Természetesen feltételezhetünk egy, a terület átlagát többszörösen meghaladó vastagsággal rendelkező medence belsejei rétegsort, ezt azonban semmi nem indokolja és semmilyen jelenlegi ismeretünk nem is igazolja. Így a figyelmünket egyre inkább a *kréta* betemetődés irányába kell fordítsuk.

10.7 KRÉTA MODELL-RÉTEGSOROK

Hogy a hőtörténeti modellezés elvégezhető legyen, jobb híján egy hipotetikus bakonyi rétegsort kellett alapul venni. Elvileg – az ösföldrajzi és nagyszerkezeti rokonság okán – a Rossfeld Formáció esetleges fedőképződményeiből is ki lehetett volna indulni, azonban a képződmény a típusterületén jelenleg szerkezetileg fedett (FAUPL & TOLLMANN 1979, MANDL 1999, 2000, BRAUNSTINGL 2005), lenyírva az esetleges későbbi kréta képződményeket.

A modellezésnél alapul vett rétegsor felállításához feltételezzünk egy, a Gerecsét fedő, a bakonyi poszt-apti képződményekkel azonos kifejlődésű teljesen hipotetikus rétegsort, és vizsgáljuk a vastagságviszonyokat. Vegyük figyelembe továbbá a Dunántúli-Középhegység területén mélyült fúrások rétegsorait, továbbá

- válasszuk a képződményvastagságok maximumát (10.3. fejezet, illetve *X/15. ábra*), és
- tekintsünk el a képződmények esetleges összefogazódásától.

Az üledékhézagok modellezése esetén a Bakony rétegsorán kívül semmi kapaszkodó nem volt; így mind a turon-cogniaci, mind a paleocén–kora-eocén üledékképződési szünetet be kellett építeni a hőtörténeti modellbe. Hogy semmilyen reális magyarázat ne vesshessen el, elkészült egy, a turon-cogniaci üledékhézagot és lepusztulást figyelmen kívül hagyó modell

is. Mivel szükséges volt tanulmányozni a betemetettség elvi maximumát is, így egy lepusztulási események nélküli modell is felépítésre került. Ennek értelmében tehát a Gerecse területén mért vitrintreflexiós adatok értelmezéséhez szükséges hőtörténeti modell

- a maximális kréta és tercier képződményvastagságokat (*X/15. ábra*) és teljes turon – cogniaci valamint paleocén – korai-eocén lepusztulást figyelembe vevő,
- a maximális kréta és tercier képződményvastagságokat (*X/15. ábra*) és csak paleocén – korai-eocén lepusztulást figyelembe vevő, továbbá
- a maximális kréta és tercier képződményvastagságokat (*X/15. ábra*) bármilyen lepusztulás nélkül alapul vevő rétegsorokra készült el.

10.8 A KRÉTA RÉTEGSOR ALAPADATAI

Az apti Tatai Mészkövet harántoló 145 fúrás közül a legvastagabb képződményt a Pénzesgyőr Pgy-3-as fúrás tárta fel, ez 208 méternek adódott. Mivel ez az érték szélsőségesen kiugrott a többi közül, sőt az adatpont távolsága is 140 kilométerre van a Gerecsétől, így nem vehető mérvadónak; helyette a második legnagyobb képződményvastagság volt elfogadható maximálisnak, ez 159 méternyi volt a Tatabánya Ta-1329-es fúrásban (GYALOG et al. 2007). A képződmény középvastagsága 23 méternyi.

A kora-albai Vértessomlói Aleurolitot összesen 196 fúrás harántolta, a maximális 366 méteres vastagságot az Agostyán Agt-2-es fúrásban találjuk. Ez az érték is szélsőségesen kiugrott az adatsorból; ennek oka pedig az, hogy a fúrás igen meredek helyzetben lévő képződményt fúrt, így ez a vastagságérték nem tükrözi a valóságot. Ennek a fúrásnak a kivételével a legnagyobb – és a modellezésben fel is használt – vastagságot a Tatabánya Ta-172-es fúrásban találjuk; ez 164 méter (GYALOG et al. 2007). A Vértessomlói Aleurolit középvastagsága 26 méternyi.

Az albai Környei Mészkö mind a Tatai Mészkönek, mind pedig a Vértessomlói Aleurolitnak helyettesítő képződménye lehet (CSÁSZÁR 1996, 1998), így a modellezés során a képződménytől el lehetett tekinteni és csak az előbbi képződmények összvastagságának betemető hatását volt célszerű vizsgálni.

Az albai korú Tési Agyagmárga elterjedési területe nagyságrendileg nagyobb, mint az előző kréta képződményeké; ez a formáció fog „átvezetést” képezni a gerecsei és a bakonyi rétegsorok között. Összesen 533 fúrásból állnak rendelkezésünkre vastagsági adatok; és bár a

Súr Sr-1-es fúrásban a vastagsága több, mint 223 méter (GYALOG et al. 2007), vastagságának középértéke mindössze 33 méternek adódott.

Mint sejthető, az albai korú Alsóperei Bauxit hőtörténeti modellben kifejtett hatása nem lesz számottevő, ám ezzel együtt sem maradhatott ki a rétegsorból. Összesen 74 fúrásban található meg a képződmény; legnagyobb vastagságát a Csetény Cst-27-es fúrásban találjuk, ez 13 méter (GYALOG et al. 2007). Középvastagsága 3 méternek adódott.

Az albai Zirci Mészkövet összesen 115 fúrás harántolta; ezek alapján maximális vastagságát az Úrkút U-421-es fúrásban találhatjuk. Ez az érték azonban igen látványosan kiugrik a többi közül; a második legnagyobb, 160 méteres vastagságát (GYALOG et al. 2007) az Úrkút U-236-es fúrás harántolta; ez a vastagsági adat került be a hőtörténeti modellbe is. Vastagságának középértéke ennél jóval kisebb: 16 méternyi.

Az albai-cenomán korú Pénzeskúti Márga Formáció a Jásd J-42-es fúrásban érte el maximális vastagságát; ez 470 méter. Amennyiben ezt a szélsőségesen kilógó értéket figyelmen kívül hagyjuk, úgy a legnagyobb vastagsága 280 méternyi lesz a Jásd J-36-os fúrásban (GYALOG et al. 2007).

A turon – cogniaci üledékképződési szünet és lepusztulási eseményt követő első képződmény a santoni Halimbai Bauxit Formáció. A képződményt 36 fúrás tárta fel; innen állnak rendelkezésre vastagsági adatok. Ennek értelmében a legnagyobb vastagságát az Ajka Ak-33-es fúrásban találjuk; ez 40 méter (GYALOG et al. 2007). Középvastagsága 10 méternek adódott.

A santoni-campani Ajkai Kőszén vastagságával kapcsolatban 74 fúrásból áll rendelkezésünkre adat; ezek értelmében legnagyobb vastagságát az Ajka Ak-7-es fúrásban találjuk; ez 163 méternyi (GYALOG et al. 2007). Középvastagsága 47 méternek bizonyult.

A szintén santoni-campani korú Csehbányai Formációt 232 fúrás tárta fel, vastagságának középértéke ezekben 65 méternyi. Legnagyobb, 257 méteres vastagságát a Bakonyjákó Bj-150-es fúrásban találjuk (GYALOG et al. 2007).

A campani korú Jákói Márgát 330 fúrás harántolta; ezek közül a legnagyobb vastagságát a Nemeshány Nh-1-es fúrásban találjuk: ez 204 méter. Mivel az utána következő adat 147 méter a Halimba H-491-es fúrásból (GYALOG et al. 2007), így az előbbi érték anomálisnak tűnt, ezért a modell-rétegsorba az utóbbi került bele. Vastagságának középértéke 37 méter.

A campani-maastrichti Ugodi Mészkövet jelentős számú, 1628 darab fúrás harántolta. Legnagyobb vastagságát a Csabrendek Ck-485-ös fúrásban éri el; ez 753 méter (GYALOG et al. 2007). Mivel ez az érték szélsőségesen kiugrik az adatok közül; így maximális

képződményvastagságnak a második legnagyobb értéket, a Gyepükaján Gyk-45-ös fúrás 375 méternyi képződményvastagságát lehetett elfogadni; középvastagsága 37 méter. Mivel az Ugodi Mészkö részint összefogazódik a Polányi Márgával és Jákói Márgával, részint pedig egymásra települnek, így célszerű volt egy összefogazódásoktól mentes, „folyamatos” Jákói Márga – Ugodi Mészkö – Polányi Márga rétegsort alapul venni.

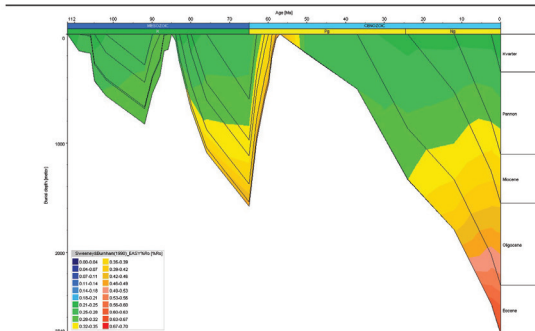
A maastrichti korú Polányi Márga legnagyobb vastagságát – 326 fúrás figyelembevételével – a Devecser Dv-3-as fúrásban találjuk; ez 595 méter (GYALOG et al. 2007). Vastagságának középértéke 131 méternyinek bizonyult.

10.9 A KRÉTA BETEMETETTSÉG HŐTÖRTÉNETI MODELLEZÉSE

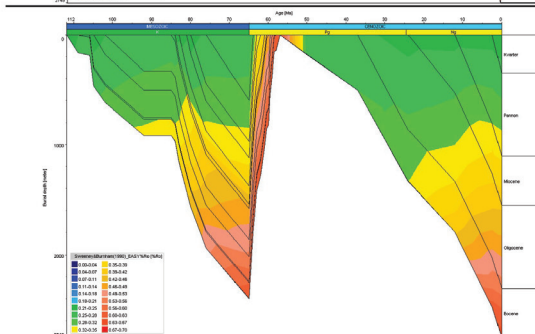
Az első esetben, maximális kréta és tercier képződményvastagságok felhasználásával, továbbá a Bakony területéről megismert turon – cogniaci és paleocén – korai-eocén üledékhézag feltételezésével a maximális reflexióértéket a vizsgált minták a legfiatalabb negyedidőszakban érték el, ennek értéke 0,67%. A középső-kréta során 0,32%, míg a késői kréta során maximum 0,46%-os reflektanciérték volt feltételezhető (*X/19. ábra*).

A második modellben esetében a maximális kréta és tercier képződményvastagságok felhasználásával, a Bakony területéről megismert turon – cogniaci üledékhézag elhagyásával és csak a paleocén – korai-eocén üledékhézag feltételezésével történt a modellezés. Ennek eredményeként a késő-krétára és a legfiatalabb negyedidőszakra hasonló legnagyobb, 0,70%-os vitrintreflexió eredményező betemetettséggel állunk szemben (*X/20. ábra*).

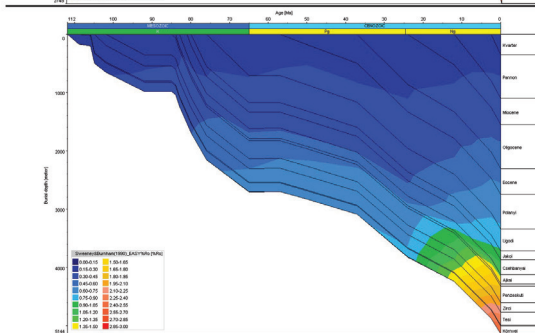
A legutolsó, bárminemű lepusztulást figyelmen kívül hagyó modell esetében annyi információt kaphattunk, hogy mennyi a maximálisan elérhető elvi üledékes betemetettség mértéke a Gerecse területére (*X/21. ábra*). A modellezés során a legnagyobb, 3,00%-os reflexióértékben megmutatkozó betemetettséget a Gerecse a pannon legvégén érthette volna el.



X/19. ábra: A maximális vastagságú kréta és terciér modell-rétegsorok betemető hatása a turon - cogniaci és paleocén – kora-eocén lepusztulás figyelembevételével. Az évi középhőmérséklet: folyamatosan változik 20 °C-ról 12°C-ra; vízszint 0 méter, hóáramok a X/14. ábra alapján, képződménylvastagságok a X/15. ábra alapján.



X/20. ábra: A maximális vastagságú kréta és terciér modell-rétegsorok betemető hatása csak a paleocén – kora-eocén lepusztulás figyelembevételével. Az évi középhőmérséklet: folyamatosan változik 20 °C-ról 12°C-ra; vízszint 0 méter, hóáramok a X/14. ábra alapján, képződménylvastagságok a X/15. ábra alapján.



X/21. ábra: A maximális vastagságú kréta és terciér modell-rétegsorok betemető hatása a lepusztulási események elhagyásával. Az évi középhőmérséklet: folyamatosan változik 20 °C-ról 12°C-ra; vízszint 0 méter, hóáramok a X/14. ábra alapján, képződménylvastagságok a X/15. ábra alapján.

10.10 ÖSSZEZGÉS

A vitrintreflexiók értékének szimulálására összeállított – a mélyfúrásokból megismert maximális képződménylvastagságokkal, továbbá a Győri-medence hóáram-értékeivel dolgozó – modelltől a következőket mondhatjuk el:

- a betemetettség *nem* magyarázható az elvileg felépíthető legvastagabb terciér rétegsor egyedi betemető hatásával;
- a mért értékek *nem* magyarázható az ismert legvastagabb középső-és késő kréta – terciér rétegsor egyedi betemető hatásával;
- a betemetettség magyarázhatónak bizonyult a legnagyobb vastagságú kréta-terciér rétegsor hatásával abban az esetben, ha a megismert és kiválóan dokumentált turon-cogniaci üledékhézagtól eltekintünk. Ennek a rétegsornak az összvastagsága a többszöröse a Dunántúli-Középhegység területéről megismerteknek, a képződmények egyedi vastagsága is szélsőséges, és az üledékképződési szünet elhagyása is ellentmond a Középhegység megismert fejlődéstörténetének;
- az esetleges betemetettség kora, szem előtt tartva a 7.1, 7.2, 7.3 és 8.2 fejezeteket, valamint a hőttörténeti modellezés eredményeit, minden bizonnyal az apti – kora-albaira tehető.

Természetesen feltételezhetünk bármilyen, akár a bakonyival rokonítható, akár más fáciesű és ülepedési sebességgel bíró rétegsorokat is, azonban ez a hipotetikus összlet úgy kellett, hogy képződjön és eltűnjön, hogy jelenleg semmilyen bizonyítékunk nincs rá, sőt lepusztulási termékeit sem találjuk sehol. Ráadásul az így előálló rétegsor vastagságviszonyainak magyarázata – pusztán elvi szinten is – ellentmondana a Dunántúli-Középhegységről eleve meglévő ismereteinknek. Mivel a betemetettséget azonban magyarázni kell – és úgy tűnik, hogy ez *üledékesen nem értelmezhető* –, a figyelem egyre inkább a szerkezeti betemetettség irányába fordult.

10.11 A FELTÉTELEZETT TAKARÓS BETEMETETTSÉG MODELLEZÉSE

Az üledékes betemetettség modellezésénél sokkal több bizonytalanság terheli a szerkezeti eltemetettség szimulálását; az ismeretlen modellparaméterek számtalan, elméletileg lehetséges modell létezését engedik meg. A módszer azonban mégsem hanyagolható el, sőt alkalmazandó: választ kaphatunk arra, hogy egyáltalán lehetséges-e, érdemes-e szerkezeti eltemetettséggel számolni. Mivel csak becsülni tudjuk az esetleges

- feltételezett takarósodás korát, továbbá a feltételezett takaró lepusztulásának pontos korán és módját;
- a feltételezett takaró vastagságát és anyagi minőségét,
- a feltételezett takaró jelenlegi helyzetét, amely a
 - takarósodás után vagy lepusztult, vagy
 - a feltolódás síkján mint laposszögű normálvetőn visszacsúszott, és
- a mozgás pályáján okozott hőhatást,

így a modellezés során bizonyos peremfeltételeket kellett felállítani. Magát a modellalkotást nemhogy három-, de még kétdimenziós módon sem lehet végrehajtani a középső-kréta adatok térbeli eloszlása, valamint a Bakonyból származó mérési eredmények hiánya okán, így a takarós betemetettséget is csupán egydimenziósan lehetett modellezni. A fentebb említett hiányosságok okán a szerkezeti betemetettség modellezése esetén analógiákhoz volt szükséges folyamodni: az ösföldrajzi kép és általános tektonikai-nagyszerkezeti megfontolások okán az Alpok takarós szerkezetalakulását volt célszerű alapul venni. A feltételezett takarós eltemetés tanulmányozására két modellt volt célszerű tanulmányozni: az egyik esetben a Gerecsére tolt takarós egység kiemelkedése és klasszikus lepusztulása következett be, a másik esetben pedig annak laposszögű normálvető mentén, extenziós allochtonként történő visszacsúszása. A modellezést az alábbiak szem előtt tartásával volt érdemes elvégezni:

- a takarósodás korának – a 7. fejezet értelmében – az apti-albai határát volt célszerű választani;
- az Északi-Mészkőalpok hasonló szerkezeti helyzetű és kifejlődésű takaróinak (Bajuvarikum és Tirolikum) az átlagos vastagsága 3-4 kilométer (vö. BRAUNSTINGL 2005), az 5 kilométert nem igazán haladja meg; így célszerű volt egy 4 kilométeres takaró betemető hatását modellezni;
- a takarós mozgás esetén tapasztalható hőáramhoz a HU-001627-es fúrásban talált, laposszögű normálvető mentén történő lecsúszáshoz köthető megemelt, mintegy 300 mW/m²-es értéket lehetett alapul venni;
- amennyiben a takaró lepusztulásával számolunk, úgy annak sebességére két módon is becslést lehet tenni; az egyik peremfeltétel értelmében annak a késő-kréta bauxitok képződéséig – azaz a késő-santoniiig – volt szükséges lepusztulnia;

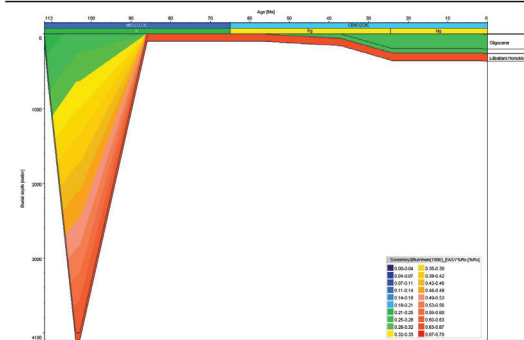
- a takaró lepusztulásának sebességére vonatkozó másik peremfeltétel lehet, hogy az ezt okozó kiemelkedés legalább nagyságrendileg összhangban kell legyen például az Északi-Mészkőalpok vagy a Dunántúli-Középhegység kiemelkedésének sebességével. Az Északi-Mészkőalpokból BERNET et al. (2001) 0,4-0,7 mm/éves rátát mutat be, FRISCH et al. (2001) – KUHLEMANN et al. (1997) adataival összhangban – 0,1-0,2 mm/éves lepusztulást feltételez. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005) mutat be a terület – hangsúlyozottan fiatal, így csak ökölszabályként alkalmazható – kiemelkedéséről mérési adatokkal alátámasztott 0,14-0,23 mm/éves kiemelkedési sebességet; ezekkel számolva a fentebb alapul vett 4 kilométeres takaró 17-28 millió év alatt képes lepusztulni, és ez összhangban is van az előző pont megállapításával. Ennek értelmében a feltelődött egység teljes élettartamát a maximális 28 millió évnél lehetett venni.
- a takaró feltelődésének sebessége – bármilyen kiindulópont hiányában – önkényes, ezt 6 millió évnél választottam, és folyamatos feltelődést feltételeztem;
- a takaró normálvető mentén történő lecsúszásának modellezése ugyanezekkel a paraméterekkel történt annyi különbséggel, hogy itt a betemetett és „lenyomva” tartott takaró a coniaci végén – santoni elején csúszik le a Gerecseről, így az a FRISCH et al. (2001) által a Tauern-ablak területére vonatkozó 5 mm/éves rátával emelkedik ki;
- a terciér képződmények vastagságának vegyük alapul a területre mérvadónak tekinthető a Vértessolna-9-es fúrás rétegsorát.

Az elkészült betemetettségi modellek lefuttatását követően nyílt lehetőség azok értelmezésére. A „klasszikus” takarós betemetettséget szimuláló modell esetén (*X/22. ábra*) látható, hogy a Lábatlani Homokkő modellezett érettsége ebben az esetben éppen hogy csak eléri a Gerecse legkevésbé eltemetett középső-kréta mintáinak 0,68% körüli vitrinitreflexiós értékét. A lapossgögi normálvető mentén történő extenziós allocton-mozgással operáló modell (*X/23. ábra*) nagyobb, 0,80%-os vitrinitreflexiós értéket adott eredményül a Lábatlani Homokkő betemetettségre.

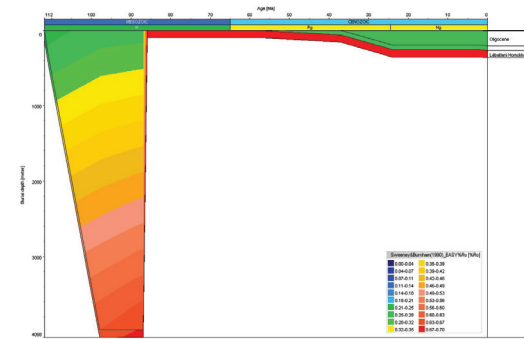
Láthatjuk, hogy mindkét esetben – reális, nyomtatásban megjelent peremfeltételek felhasználásával – egy, a mérési eredményekkel összeegyeztethető modell állt elő. Egyes önkényesen vett vagy nagyobb bizonytalansággal terhelt paraméterek értékében tett változtatások természetesen módosíthatják a végeredményt, azonban jelentős eltérést nem okozhatnak. A takarós betemetettség modellezése – mint már többször említésre került –

bizonytalansággal terhelt, ám ezzel a módszerrel, elfogadható modellparaméterek segítségével magyarázható a Gerecse eltemetettsége.

A modellezés által nyújtott elvi megoldás azonban egy égető kérdésre még nem ad választ: merre keresendő az esetleges szerkezeti elfedettséget okozó takaró, hiszen a középső- és késő-kréta képződmények térfogata – eltekintve még akár a fáciesüktől is – csupán pár százalékat teszi ki a Gerecse szerkezeti eltemetéséhez szükséges köztömegnek?



X/22. ábra: A Vértestolna VT-9-es fúrás rétegsorának, valamint egy feltételezett 4000 méteres takaró betemető hatásának modellje a turon-cogniaci és paleocén – kora-eocén lepusztulás figyelembevételével. A takaró feltolódása 112-104 millió év közötti; a feltolódás esetén a maximális hőáram 300 mW/m² 112 millió évnél, mely folyamatosan csökken a 86 millió évnél modellezett 50 mW/m²-re. Az évi középhőmérséklet: folyamatosan változik 20 °C-ról 12°C-ra, vízszint 0 méter, hőáramok a X/14. ábra alapján.



X/23. ábra: A Vértestolna VT-9-es fúrás rétegsorának, valamint egy feltételezett 4000 méteres takaró betemető hatásának modellje a turon-cogniaci és paleocén – kora-eocén lepusztulás figyelembevételével. A takaró „pillanatszerűen”, extenziós allochtonként csúszik le 89 és 87 millió évek között. A takaró feltolódása 112-104 millió év közötti; a feltolódás esetén a maximális hőáram 300 mW/m² 112 millió évnél, mely folyamatosan csökken a 98 millió évnél modellezett 50 mW/m²-re; 89 millió évnél a lecsúszás hatására 300 mW/m² lesz, mely 2 millió év alatt csökken vissza 50 mW/m²-re. Az évi középhőmérséklet: folyamatosan változik 20 °C-ról 12°C-ra, vízszint 0 méter, hőáramok a X/14. ábra alapján.

11 TRIÁSZ ÉS KÉSŐ-KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEK BETEMETETTSÉGÉNEK VIZSGÁLATA KORRIGÁLT VITRINITREFLEXIÓS ÉRTÉKEK SEGÍTSÉGÉVEL

A dolgozat 9. fejezetében bemutatásra kerültek a Gerecse törmelékes képződményeiből származó vitrinitreflexiós adatok; a 10. fejezetben pedig ezek értelmezésére is kísérlet történt – az eredmények értelmében az üledékes eredet értékelése után a figyelem egyre inkább a szerkezeti betemetettség lehetőségének irányába fordult. Ahhoz, hogy a mérési adatok egy egységes képbe illeszkedjenek, célszerű volt kitekintést végezni; nem csak térben volt szükséges a nagyobb távolság, de időben is messzebbre kellett visszapillantani. A Dunántúli-Középhegység egyéb területeiről – javarészt a Zalai- és Győri-medencéből – származó vitrinitreflexiós adatok feldolgozásával remélhetőleg képet lehet alkotni a betemetettség irányáról és mértékéről is, és ez segítséget nyújthat a Gerecse helyi eseményeinek értelmezésében.

Sajnálatos módon Dunántúli-Középhegység területéről rendelkezésre álló vitrinitreflexiós adatok nem tették lehetővé a legideálisabb eszköz, a középső-kréta eltemetettségi térkép létrehozását; a Gerecsén kívül csupán a Sümeg St-17-es és a Zirc melletti Zt-61-es fűrészből állt rendelkezésre hasonló korú vizsgálati adat (IHAROSNÉ LACZÓ 1982, illetve 9.4 fejezet és *IX/2. ábra*), mely a képződmények paleofáciase okán fenntartással kezelendő.. A középső-kréta betemetettség tanulmányozása viszont egyéb módon, több lépés elvégzése után megoldhatónak tűnt. A gondolatmenet alapja következő volt: a rendelkezésre álló vitrinitreflexiós adatok hőtörténeti járulékának döntő részét a medenceterületeken a fiatal (bádeni-pannon, de leginkább pannon) eltemetettség adja (vö. a 9.2. fejezet hőáram-modellezésének eredményeivel). Amennyiben ezt a fiatal hatást valamilyen módon ki tudjuk „vonni” a minta vitrinitreflexiójának értékéből, úgy a minta pre-bádeni betemetettségéről tudnánk képet alkotni. Amennyiben a triász mintákra végeznénk el ezt a műveletet, úgy – bizonyos megszorításokkal – a jura-oligocén közötti betemetettségre tudunk következtetni. A késő-kréta mintákon elvégzett hasonló eljárás a paleocén – oligocén betemetettségről adhat információt, és a két kép összevetésével pedig a jura – középső-kréta eltemetettségre tehetünk megfigyelést.

Hogy ezt a egyáltalán meg lehessen tenni, a következő feltételekkel kell élni:

- a Győri-és Zalai-medence mintáinak hőtörténetében a legjelentősebb hatást – például ROYDEN et al. (1983), POSGAY et al. (1991), TARI et al. (1992) és HORVÁTH (1993) eredményeivel összhangban – a megemelkedett hőárammal bíró bádeni – pannon mélybetemetődés okozta; ezzel együtt elhanyagolhatónak tekintjük az ismert eocén – oligocén, illetve jura és kréta fedőképződmények hőtörténeti hozzájárulását;
- feltételezzük, hogy a miocén legelejéig a késő-kréta és triász képződmények – az esetek döntő többségében fűrási rétegsorokkal tökéletes összhangban – a felszínen voltak.

Hogy a bádeni-pannon hőtörténeti járulék eltávolítását meg lehessen tenni, a következő lépések elvégzése volt szükséges:

- a vitrinitreflexiós adatok és a TTI-index közötti függvénykapcsolat megállapítása és a vitrinitreflexiós adatok TTI-indexszé történő átalakítása;
- a mélyfúrások esetén a modellezett paleo-hőáramok segítségével a fiatal hőtörténeti járulék meghatározása, felszíni minták esetén ezen érték elhanyagolása;
- azon mérési adatok elvetése, melyek alacsonyabbak, mint a „felszíni” betemetettségi érték;
- a fiatal hőtörténeti járulék kivonása a minta TTI-indexéből és a TTI-index visszaalakítása immár korrigált vitrinitreflexióvá.

11.1 KIINDULÁSI ADATOK

A rendelkezésre álló összesen 927 vitrinitreflexiós adatból (3.4.1. fejezet) 160 mérés esetén találunk triászból származó értékeket az Alcsútdoboz-2, Bakonyszűcs-3, Budakeszi-2, Budaörs-1, Csesztreg-1, Dióskál-7, Döbrönte-1, Gárdony-1, Gönyű-1, Győrszemere-2, Nagylengyel-83, -108, -190, -280, -383, -386, -413, -500, Őriszentpéter-4, Rezi-1, Söjtör-Ny-1, Sümeg-17, Szilvág-27, -32, -33, -35, Szomor-6, Vérhalom-1, Zalászentmihály-1 és Zalaudvarnok-2 fúrásokból. Továbbá felszíni mintákból is rendelkezésre állnak mérési adatok a Gellért-hegy területéről, a Mátyás-hegyről, a Csővári kőfejtőből és Balatoncsicsóról.

A vitrinitreflexiós adatbázis 927 tételéből 96 adat tartozott késő-kréta képződményhez; ilyen korú vitrinitreflexiós adatokat ismerünk mind felszíni, mind pedig mélyfűrási mintákból; utóbbiak az Ajka-180, Celldömök-1, Csabrendek-2, Dabrony-1, Gyepükaján-7,

Magyarpolány-38, -40, -41, -42, Nagylengyel-45, Nagylengyel-90, -96, -236, -291, -358, -383, -386, -392, -395, -404, -407, -408, -414, -415, -439, Némethfalu-2, Porszombat-1, Pusztapaát-2, -7, Szentgyörgyvölgy-1, Szilvagy-12, -15, -26, -27, -33, Vinár-1, Zalabaksa-1 és Zebecke-2 fúrásokból, továbbá az Ajka környéki szénbányák mintáiból állnak rendelkezésre.

11.2 A VITRINITREFLEXIÓS ADATOK TTI-INDEXSZÉ TÖRTÉNŐ ÁTALAKÍTÁSA

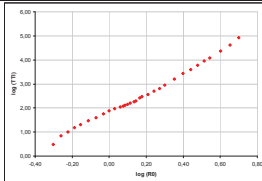
Ahhoz, hogy a bádeni – recens hőjárulékot le lehessen választani a mért vitrinitreflexiós értékről, szükséges volt azokat TTI-indexszé alakítani. Ennek a konverzióknak az az oka, hogy a különböző korok vitrinitreflexiót eredményező hőtörténeti járuléka inentől gyakorlatilag összegezhetővé válnak – ez esetünkben azt jelenti, hogy a konkrét korok hőtörténeti járuléka más korok hőtörténeti járulékaának ismeretében a minta TTI-indexéből egyszerű kivonással megkapható. Magára az átalakításra mérvado volt a WAPLES (1980) által bemutatott adatsor. A numerikus átalakítás elvégzéséhez azonban szükséges volt a vitrinit-reflexiók és a TTI-indexek közötti – pontosabban a $\lg R_0$ és $\lg TTI$ közötti – függvénykapcsolat megtalálása. Ennek az általános

$$\lg R_0 = p (\lg TTI) - q$$

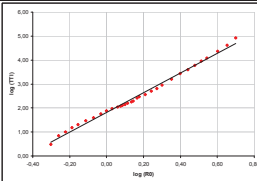
alakú összefüggésnek a két paraméterét például WAPLES (1980), ISSLER (1984), HORVÁTH et al. (1988) és kritikai jelleggel például MORROW & ISSLER (1993) tárgyalja. WAPLES (1980) kiindulási adatai nyomán kísérletet lehetett tenni a pontosabb függvénykapcsolat feltárására.

Elsőként az egész adatsor (XI/1. ábra) függvénykapcsolata került vizsgálatra; ennek során a lineáris (XI/2. ábra), és magasabb fokszámú polinom függvényekkel történő közelítést volt célszerű megkísérelni (XI/3., XI/4. és XI/5. ábra). A legjobb illeszkedést a legnagyobb fokszámú – például ötödfokú – polinomokkal történő illesztés esetén lehetett észlelni (XI/5. ábra), ám ebben az esetben a függvény gyakorlati alkalmazhatósága (azaz a TTI- és R_0 -értékek egymásba történő átalakítása) szinte megoldhatatlan. Még másodfokú esetben is minden egyes átalakításhoz egy-egy másodfokú, logaritmusos tagokat is tartalmazó egyenlet megoldása lenne szükséges, a harmadfokú vagy nagyobb fokszámú függvényekkel

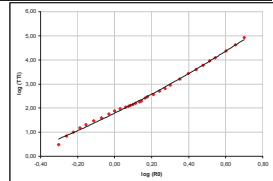
történő megközelítés esetén a megoldás csupán iterációs eljárásokkal vagy Newton-módszerrel tehető meg. Minden hibája ellenére a lineáris egyenlettel történő megközelítésre volt szükséges törekedni, ellenkező esetben már a TTI- és R_0 -értékek egymásba alakítása is szinte megoldhatatlanná teszi a feladatot.



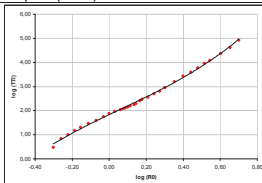
XI/1. ábra: A vitrinitreflexió logaritmusának ($\lg R_0$) és a TTI-index logaritmusának ($\lg TTI$) kapcsolata Waples (1980) adatai szerint.



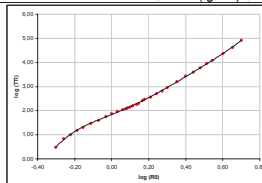
XI/2. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése elsőrendű függvényvel; $\log R_0 = 1,81745 + 4,05105 \lg TTI$; $R^2: 0,99372$.



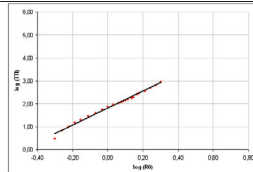
XI/3. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése másodrendű függvényvel; $\log R_0 = 1,79143 + 1,79143 \lg TTI + 0,7308 (\lg TTI)^2$; $R^2: 0,99623$.



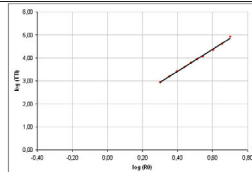
XI/4. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése harmadrendű függvényvel; $\log R_0 = 1,83412 + 3,65481 (\lg TTI) - 0,49644 (\lg TTI)^2 + 2,44305 (\lg TTI)^3$; $R^2: 0,99779$.



XI/5. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése ötödrendű függvényvel; $\log R_0 = 1,84041 + 3,11238 \lg TTI + 0,53964 (\lg TTI)^2 + 9,84073 (\lg TTI)^3 - 19,55571 (\lg TTI)^4 + 11,16767 (\lg TTI)^5$; $R^2: 0,99965$.



XI/6. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése elsőrendű függvényvel az $R_0 = 0,00 - 2,00$ szakaszon; $\log R_0 = 1,81196 + 3,71833 \lg TTI$; $R^2: 0,99552$.



XI/7. ábra: A $\lg R_0 - \lg TTI$ összefüggés közelítése elsőrendű függvényvel az $R_0 > 2,00$ szakaszon; $\log R_0 = 1,49793 + 4,82108 \lg TTI$; $R^2: 0,99882$.

A legoptimálisabb, és mind közül a legkevesebb hibával bíró megoldásnak az mutatkozott, amelyben a WAPLES (1980) által bemutatott adatsor külön-külön lineáris függvényekkel lett közelítve a 2,00 vitrinitreflexiónál kisebb és nagyobb intervallumokra (**XI/6. és XI/7. ábra**). Látható, hogy a lineáris közelítés hibája mindkét tartományra nagyobb, mint például az egész adatsor ötödfokú függvényvel történő közelítése esetén; minden hibája ellenére azonban ezt a megközelítést fogadtam el és alkalmaztam a továbbiakban.

A fentebbiek értelmében a reflexióértékek TTI-indexszé történő átalakításához

- 0,00 és 2,00 közötti vitrinitreflexiók esetén a $TTI = 10^{1,81196 + 3,71833 \lg(R0)}$,
- 2,00-nál nagyobb értékekre pedig a $TTI = 10^{1,49793 + 4,82108 \lg(R0)}$

összefüggés került alkalmazásra.

11.3 A BÁDENI – RECENS IDŐSZAK HŐJÁRULÉKÁNAK MEGHATÁROZÁSA

A fiatal hőjárulék meghatározásához szükséges volt ismerni

- a vizsgált képződmények pannon, szarmata és bádeni fedőinek vastagságát, valamint
- a fentebbi korszakokhoz rendelt hőáramok értékét (10.2. fejezet).

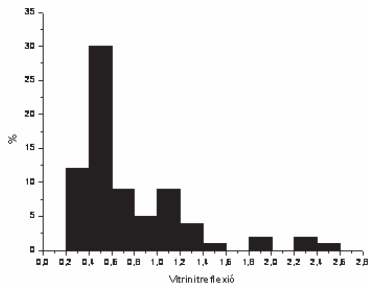
A Dunántúli-Középhegység feltárásaiból és fúrásaiból származó mintákat – a vitrinitreflexiós értékükkel jó összhangban, vö. Rezi-1-es és Vérhalm-1-es fúrás értékei – a bádénitől fogva felszíni mintának lehetett tekinteni és így a bádeni-recens hőtörténeti járulékát elhanyagolhatónak venni.

A bádeni-recens hőjárulékok meghatározása a LOPATIN (1971) és WAPLES (1980) szerint, TTI-indexként történő számítással fúrásonként történt. A modellezés eredményeként kapott TTI-értéket lehet majd az eredeti minták TTI-értékéből levonni. A TTI-indexek modellezése a PetroMod 9.0 szoftver 1D-s modellező moduljával történt. Az eredményként kapott, azaz a mintán eredetileg mért vitrinitreflexióból a 10.2 fejezet szerinti átszámítással kapott TTI-indexekből kivonandó fiatal (bádeni - recens) TTI-indexeket a dolgozat Függeléké ismerteti.

11.4 A KORRIGÁLT KÉSŐ-KRÉTA VITRINITREFLEXIÓS ADATOK

A fiatal hőtörténeti járulék a 96 késő-kréta mintából 21 esetben meghaladta az eredetileg, a vitrinitreflexióból számított értéket, azaz ezek a minták még a fiatal betemetettséget sem tükrözik helyesen. Ennek értelmében a HU-006424-es, a HU-006511-es, a HU-006516-os, HU-007024-es, a HU-HU-007047-es és a HU-008072-es fúrásból származó adatokat figyelmen kívül kellett hagyni.

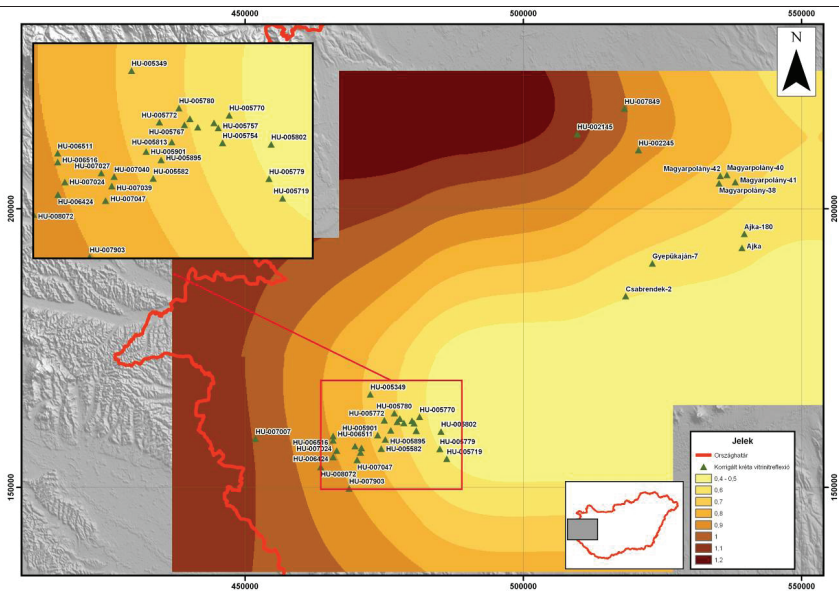
Megemlítenéd, hogy a módszer minden hibája, valamint a megtett feltételezések és elhanyagolások ellenére is többé-kevésbé reális végeredményt nyújt. A kréta reflexiós adatok esetén az Ajkai Kőszénben mért értékek azok jelentős száma és az áthalmazottság kizárhatósága mellett mintegy mérőföldkönek tekinthetők; ez a vitrinitreflexiós érték megközelítőleg 0,42 – 0,44% (vö. IHAROSNÉ LACZÓ 1982).



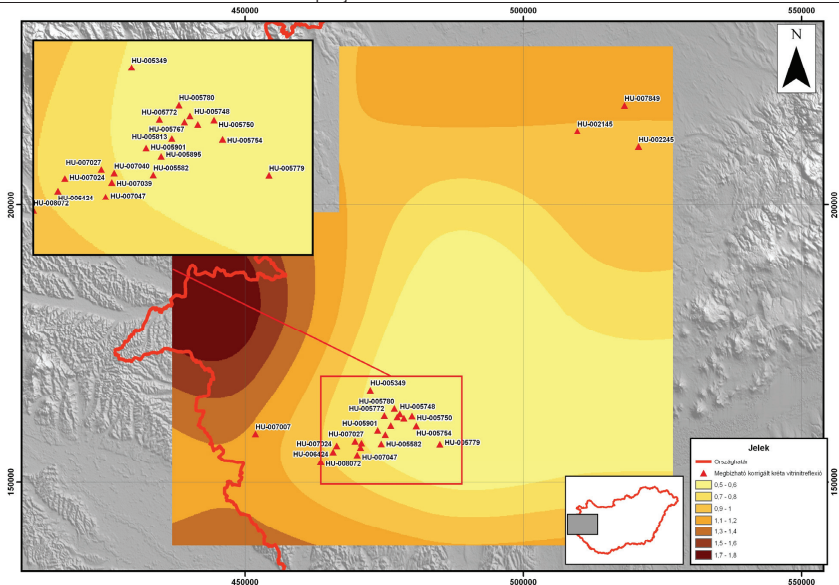
XI/8. ábra: A krétára számított korrigált vitrinitreflexiós értékek eloszlása.

Szemügyre véve a korrigált vitrinitreflexiós adatok eloszlásfüggvényét (**XI/8. ábra**), látható, hogy az adatok legnagyobb hányada ezen érték körül szór, azaz a bádeni-recens hójárulék eltávolításával sikerült elfogadható eredménnyel visszakapni a bádenit közvetlenül megelőző értékeket.

Szemügyre véve a krétából származó korrigált vitrinitreflexiós értékeket bemutató térképeket (**XI/9.** és **XI/10. ábra**), egy délkelet felől északnyugat felé nyomozható, valamint kelet felől nyugat felé tetten érhető növekvő betemetettségi trend látható; ez a trend hihető, mivel a leginkább megbízható, azaz a szórással és elemszámmal rendelkező minták is mutatják (**XI/10. ábra**). Ezt a hatást a fiatal medencék kialakulása nem okozhatta, hiszen pontosan ennek az időszaknak a hőtörténeti járuléka lett eltávolítva a korrigált vitrinitreflexiós értékek előállításakor; a betemetettség változását okozó hatás a paleocén – eocén – oligocén során kellett jelentkezzen. A kialakult kép részletes értelmezésétől – a korrigált vitrinitreflexiók előállításának bizonytalansága okán, valamint a tág időbeli keretek miatt – jelenleg szükséges eltekintünk.



XI/9. ábra: A krétára számított korrigált vitrineflexió értékek térképi megjelenítése; a keret számai EOY-koordináták, a hátteret a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja.



XI/10. ábra: A krétára számított korrigált, szórással illetve 20-nál nagyobb elemszámmal bíró vitrineflexió értékek térképi megjelenítése; a keret számai EOY-koordináták, a hátteret a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja.

11.5 A KORRIGÁLT TRIÁSZ VITRINITREFLEXIÓS ADATOK

A fiatal hőtörténeti járuléknak a triászból származó minták TTI-értékéből történő numerikus kivonása során a 160 mintából összesen 9 olyan akadt, ahol a bádeni – recens hőtörténeti járulék értéke nagyobb, bizonyult az eredeti triász mintán mértnél; ennek megfelelően a HU-002203-as és a HU-006038-as fúrásból származó kilenc mintát a továbbiakban nem lehetett figyelembe venni.

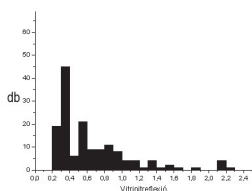
A korrigált triász vitrinitreflexiók által mutatott kép gyökeresen eltér a késő-kréta minták hasonló megjelenítésétől, ráadásul a megbízható, szórással és elemszámmal is rendelkező mérési értékek ugyanazt a trendet mutatják. Alaposabb tanulmányozás után négy különböző betemetettségű területet ismerhetünk fel (*XI/11.* és *XI/12. ábra*):

- a Zalai-medence területén található nagyszámú adat mintegy 0,80%-os átlagos korrigált vitrinitreflexiós értéket mutat;
- ettől eltérőnek bizonyult a Dunántúli-Középhegység délnyugati felének – Rezi, Sümeg és Balatoncsicsó környékének – betemetettsége: itt a korrigált vitrinitreflexiók értéke alig haladja meg a felszíni 0,50%-os értéket;
- folyamatos változás érhető tetten a Győri-medence irányába: az előbbi 0,50%-os értékek folyamatosan növekednek északkelet felé, mígnem a HU-003410-es fúrásban már meg is haladják a 2,00%-os korrigált vitrinitreflexiós értéket. Hasonló, az előzőektől határozottan eltérő magas értékeket találunk a Szomor-6-os, a HU-XXX-001128-as, a HU-008184-es, a HU-001629-es és a HU-003416-os fúrásokban;
- a Budai-hegység, a Pilis és a Csővári-rög területére eső fúrásokból, valamint felszíni mintákból származó korrigált vitrinitreflexió-értékek viszont szélsőségesen alacsonyok: értékük alig haladja meg a 0,30%-os reflektanciát.

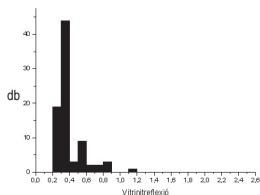
Szemügyre véve a triászból származó minták korrigált vitrinitreflexiók értékeinek eloszlását (*XI/13. ábra*), majd ezt a kréta minták hasonló eloszlásával összehasonlítva (*XI/8. ábra*) egy elsőre ellentmondásos kép tárul elénk: a triász minták esetén leggyakoribb korrigált vitrinitreflexiós érték jóval alacsonyabb, mint a kréta mintáknál.

[illegible]

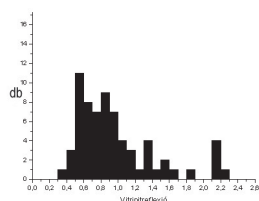
107. oldal



XI/13. ábra: A triászra számított korrigált vitrinitreflexiós értékek eloszlása.



XI/14. ábra: A triászra számított korrigált vitrinitreflexiós értékek eloszlása a Csövéri-rög, a Budai-hegység és a Pilis területéről.



XI/15. ábra: A triászra számított korrigált vitrinitreflexiós értékek eloszlása a Dunántúli-Középhegység egyéb részeiről.

Azonban szem előtt tartva a korrigált triász vitrinitreflexiós értékek bimodális eloszlását (**XI/13. ábra**), valamint HÁMORNÉ VIDÓ (1998) eredményeit, úgy a Budai-hegység – Pilis – Csövéri-rög területéről származó adatok külön kezelendők (**XI/14. ábra**). Ezeket az adatokat különvéve és csak a maradék minták eloszlását tanulmányozva a korrigált vitrinitreflexiók várható értéke már 0,60% környékére fog esni (**XI/15. ábra**), összhangban a korrigált kréta vitrinitreflexiós adatokból származó eredményekkel.

11.6 ÖSSZEGZÉS

A késő-kréta és triász minták korrigált vitrinitreflexiós értékeinek térképi nézetében gyökeresen eltérő kép rajzolódik elénk. Míg a késő-kréta minták nyugat, illetve északnyugat felé növekvő betemetettséget mutatnak, addig a triász minták esetében ezt nem észleljük, ezzel ellentétben egy általános, észak-északkelet felé növekvő eltemetettséget találunk. Ez a betemetettségi kép – a minták kora miatt – a jura – kora- és középső-kréta folyamán kellett kialakuljon. A korrigált vitrinitreflexiós értékek előállításának egész módszertana bármennyi bizonytalanságot is hordoz magában, nem szolgálhat magyarázatul a Zalai-medence területére eső 0,90%-os, a Dunántúli-Középhegység területére eső 0,50%-os és a Győr környékén található 2,00% feletti értékek közötti jelentős eltérésre és a fentebb bemutatott, nagyobb számú mintával igazolt trendekre.

További magyarázatot igényel a Budai-hegység területéről származó alacsony reflexiós értékek megjelenése is. Ráadásul ezek esetében igen hirtelen ugrásról van szó: a HU-XXX-001128-as és a Szomor-6-os fúrások 1,20-1,40%-os korrigált triász vitrinitreflexiós értékei

légvonalban még 20 kilométerre sincsenek a Budaörs-1-es fúrásban talált 0,25 – 0,40%-os vitrinitreflexiós értékektől.

Amennyiben elfogadjuk, hogy a korrigált vitrinitreflexiós értékek a jura – kora- és középső-kréta betemetettséggel állnak arányban, úgy kísérletet tehetünk a jelenség magyarázatára. Az üledékes eltemettség – pontosan az 10. fejezetben bemutatott képződményvastagságok figyelembevételével, valamint a hőtörténeti modellezés eredményeit szem előtt tartva – nem fogadható el reális magyarázatnak. Nem ismerjük nyomát egy olyan poszt-kréta ösföldrajzi képnek sem, amelyik magyarázatot adhatna a Budai-hegység területén talált triász minták vitrinitreflexióinak értékeire. A korábbi fejezetek eredményeit szem előtt tartva kézenfekvő a kapott képet szerkezetgeológiai hatókkal indokolni: a kora- valamint középső-kréta során csupán szerkezeti esemény okozhatott ilyen léptékű betemetettséget.

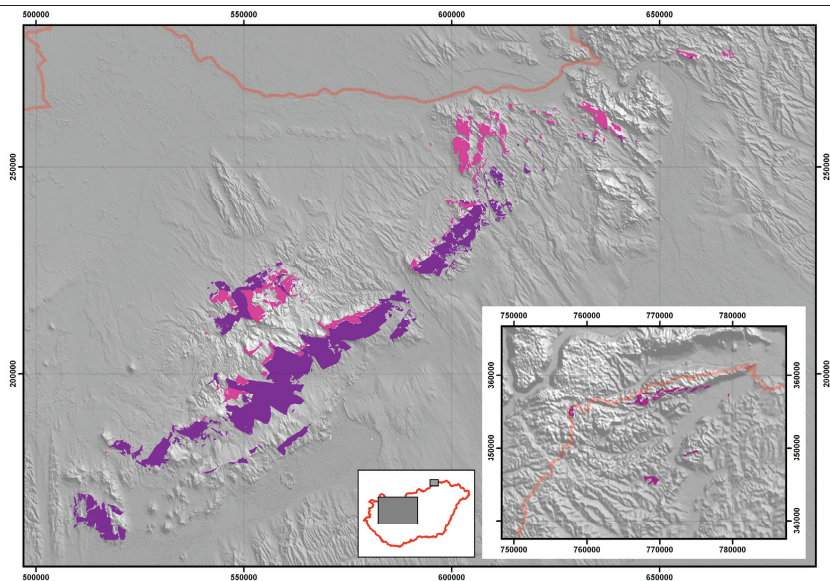
12 ÉRTELMEZÉS

Jogosan merül fel a dolgozat olvasásában idáig eljutott érdeklődőben a kérdés: hol van az előző oly sok oldalon részleteiben bemutatott fejlődési folyamat oka, lényege, másképpen fogalmazva meg a kérdést: hol is sejthető maga Gerecsét egykor befedő a takaró?

A kérdésre nem könnyű önmagában választ találni, ezért ismét kitekintéshez szükséges folyamodnunk; segítséget jelenthet, ha az Északi-Mészkőalpok késő-jura – kora- és középső-kréta szerkezetfejlődésének tükrében vizsgáljuk a kérdést. Számos árulkodó bélyeg – a szerkezetalakulást befolyásoló rövidülés iránya, a törmelékbeszállítás és a törmelék összetételének változása – segítséget adhat a válasz megtalálásához. Ha mindezeket egy kvázi-palinspasztikus vázlaton az Északi-Mészkőalpokra és a Dunántúli-Középhegységre bemutatott *kréta paleomágneses irányokkal visszaforgatva* (az Északi-Mészkőalpokra MAURITSCH & FRISCH 1980 és HAUBOLD et al. 1999, a Dunántúli-Középhegységre például MÁRTON & MÁRTON 1983, 1989 és MÁRTON 1990, 1993, 1998) vizsgáljuk, úgy egy folyamatos történet körvonalazódik előttünk. Ha figyelembe vesszük az Északi-Mészkőalpok klasszikus tagolásának alapját is (többek között TOLLMANN 1976, továbbá GAWLICK et al. 1999, MANDL 1999, 2000, SCHMID et al. 2008), akkor a klasszikus alpesi egységek rokonai Magyarország területén is azonosíthatóak lesznek (vö. CSÁSZÁR 2005). A fejezet földrajzi irányai a kréta ősföldrajzi irányok.

- Vardar-affinitású szerkezeti egységként értelmezendő a Szilicikum Bódvai-takarója (például KOVÁCS 1992), valamint a Bükk Mónosbéli- és Szarvaskői-takarója (például BALLA 1987, CSONTOS 1988, 1999, 2000), *XII/1. és XII/2. ábra.*
- Juvavikum: az Északi-Mészkőalpok területén a legfelsőbb, vitatott eredetű (vö. SCHWEIGL & NEUBAUER 1997) szerkezeti egység általánosan meghatározó képződménye (TOLLMANN 1976, továbbá GAWLICK et al. 1999, MANDL 1999, 2000, SCHMID et al. 2008) a Pötscheni és Hallstatti Formáció, jellemző képződménye a Zlambachi Márga: rétegtana alapján (például PIROS 1986, 2002, HIPS 2003) ezzel az alpi egységgel az Aggteleki és Bódvai szerkezeti egység korreláltható (*XII/1. és XII/2. ábra*).

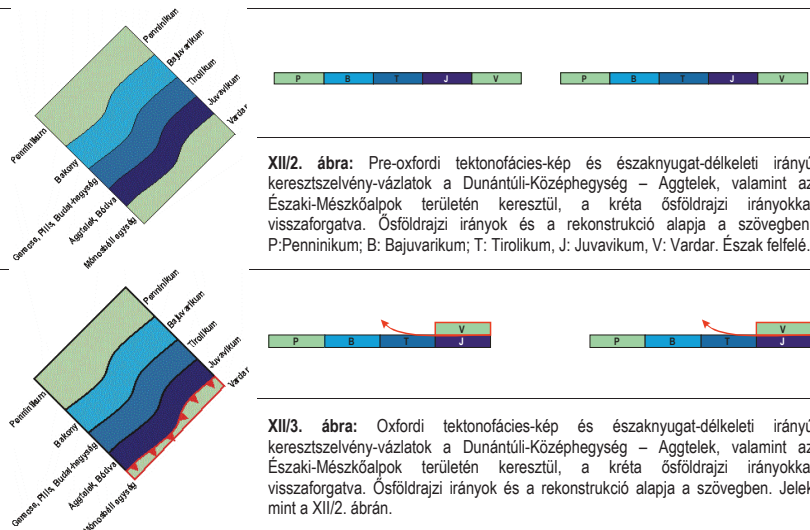
- Tirolikum: a klasszikus értelmezés szerint a Dachsteini Mésző által definiált tektonofácies (vö. TOLLMANN 1976, MANDL 1999, 2000, SCHMID et al. 2008) a Dunántúli-Középhegység területén a Csövényi-rögben jelenik meg egyéb képződmények mellett; a Bakony és a Gerecse területén domináns késő-triász képződmény (*XII/1. és XII/2. ábra*);
- Bajuvarikum: a típusterületén a Tirolikum alatti szerkezeti helyzetű egységet a Földolomit meghatározó mennyisége jellemzi (vö. TOLLMANN 1976, MANDL 1999, 2000, SCHMID et al. 2008); ez jelenleg a Budai-hegység, a Pilis, Vértess, a Bakony, a Keszthelyi-hegység és a Zalai-medence területére mondható el (*XII/1. és XII/2. ábra*). Kelet-nyugati irányban változás észlelhető, azonban éles határ nem vonható meg az egységek között.



XII/1. ábra: A Földolomit (sötétlila), a Dachsteini Mésző (világoslila) és a Hallstatti Formáció (kivágatban) egymáshoz való viszonya GYALOG et al. (2007) nyomán; a keret számai EOV-koordináták, a háttérret a 90 méteres felbontású SRTM-radarkép adja. A Budai-hegység elhagyásával.

12.1 A VARDAR-OFIOLIT OBDUKCIÓJA

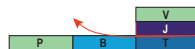
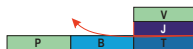
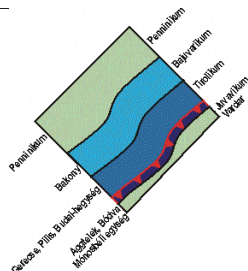
A szerkezetalakulás legelső lépésének nyomai az oxfordi breccsák képében őrződtek meg (a Gerecsében CSÁSZÁR et al. 1998, BÁRÁNY 2004, az Északi-Mészköalpokban Rofánbrekzien néven, DIERSCHE 1980, MANDL 2000, FRISCH & GAWLICK 2003, PILLER & ERHART 2004), melyek kialakulása – többek között VON EYNATTEN (1996), GAWLICK et al. (1999), MANDL (1999), FAUPL & WAGREICH (2000), CSONTOS & VÖRÖS (2004) és SCHMID et al. (2008) szerint – a Vardar záródási eseményét jelző obdukcióhoz köthető. Ezzel a szerkezeti eseménnyel korreláltható a Vardar-affinitású Szarvaskői-takaró Bükkben észlelt feltolódása (ÁRKAI et al. 1995, CSONTOS 1988, 1999), valamint a hasonló szerkezeti helyzetű Meliaticum (KOZUR & MOCK 1973, 1985, KOZUR & RÉTI 1986) részét képező Bódvai-takarónak a Tornai-egységre történő kimmeridgei feltolódása (ÁRKAI et al. 1995).



12.2 A JUVAVIKUM RÁTOLÓDÁSA

12.2.1 Valangini

A Gerecse területén megindul a Felsővadácsi Breccsa képződése, amelyben CSÁSZÁR et al. (2008) késő-jura zátonyelemeket azonosított; ezek a nem túl gyakori zátonytestek többek között az Északi-Mészköalpok többször is vitatott szerkezeti helyzetű Juvavikumában jelennek meg (vö. fentebb). A Felsővadácsi Breccsa és a Berseki Márga nehézasvány-spektrumában az ofiolitos komponensek dominálnak (IV/3., IV/4., valamint XII/9. ábra), információt adva a Vardar-eredetű törmelékanyag beszállításáról (BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN 1993, 1996, CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994). A beszállítás BARÁNY (2004) és PETRIK (2008) egybehangzó eredményei szerint kelet-délkelet felől történt; ez a beszállítási irány gyakorlatilag azonos a területre általánosan jellemző összenyomás irányával (vö. 7. fejezet, illetve XII/9. ábra). Figyelembe véve a Dunántúli-Középhegység – Aggtelek és Bódva egység paleomágneses irányával korrigált képét (vö. STAMPFLEI & BOREL 2002, CSONTOS & VÖRÖS 2004), úgy láthatjuk, hogy a Juvavikumhoz hasonló kifejlődésű Aggtelek-és Bódvai egységek ideális helyzetben voltak ahhoz, hogy a behordott törmelékanyag forrásterületként szolgáljanak (XII/4. és XII/9. ábra), annak ellenére is, hogy a beszállítás ennél minden bizonnyal kisebb távolságból történhetett (FOGARASI 2009 szóbeli közlés). A Felsővadácsi Breccsa beszállítódását eredményező folyamatot az Északi-Mészköalpok késő-valangini – hauterivi periódusából jól ismerjük: ez a Juvavikum Tirolikumra történő rátolódásával korreláltható esemény, melynek nyomait például a lentebbiekben részletesen ismertetett Rossfeld Formáció törmelékében érhetjük tetten (vö. FAUPL & TOLLMANN 1979).



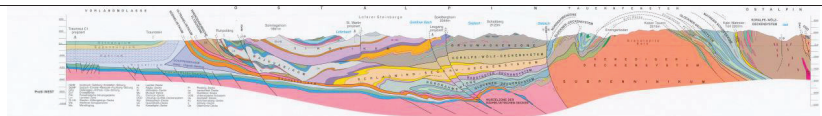
XII/4. ábra: Berriazi-valangini tektonofacies-kép és északnyugat-délkeleti irányú keresztmetszély-vázlatok a Dunántúli-Középhegység – Aggtelek, valamint az Északi-Mészköalpok területén keresztül, a kréta ösföldrajzi irányokkal visszaforgatva. Ösföldrajzi irányok és a rekonstrukció alapja a szövegben. Jelek mint a XII/2. ábrán.

Az Északi-Mészköalpok területén, a Tirolikum egységében szintén a szinszediment üledékképződés jut növekvő szerephez; ezt mutatja a Schrambach Formációban az

extrabazális törmelék egyre növekvő mennyisége. A képződmény nehézsávny-spektruma (DECKER et al. 1987 alapján BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN 1993) kísértetiesen hasonlít a Gerecséhez; ebben az esetben is a Vardar-ofiolitból eredeztethető törmelékekkel állunk szemben (vö. **XII/9. ábra**). A terület rövidülésének fő trendjéről több, egymásnak ellentmondó információ áll rendelkezésünkre, ezek közül azonban nagy valószínűséggel a délkelet-északnyugati takarós mozgást mutatók adják a leginkább elfogadható képet (RATSCHBACHER 1986, 1987, RATSCHBACHER & NEUBAUER 1989, LINZER et al. 1995, 1997). A fentebbi megfontolásokat szem előtt tartva valószínűsíthető, hogy – mint az Északi-Mészkőalpokban – a Dunántúli-Középhegység területén is számolnunk egy takarós helyzetű, a jura-kréta határ környékén feltolt, Juvavikummal analóg egységgel, mely – figyelembe véve például CSONTOS & VÖRÖS (2004) eredményeit – akár a Juvavikum-affinitású Aggteleki- és Bódvai egység is lehet (**XII/4. és XII/9. ábra**).

12.2.2 Hauterivi

A Gerecse területén az hauterivi során a törmelékanyag szemcseméretének folyamatos durvulása egyre proximálisabb helyzetű beszállítás jeleit mutatja: megkezdődik a törmelékes rétegsorban a Lábatlani Homokkő képződése. A törmelékanyag beszállítására FOGARASI (1995) dolgozatában találunk utalást: ennek értelmében a csuszamlások és törmelékfolyások mozgása kelet felől nyugat felé történt; a szerkezetalakulást meghatározó rövidülés iránya továbbra is gyakorlatilag kelet-nyugati (vö. 4. fejezet). A törmelékanyag nehézsávny-összetételében jelentős változás nem figyelhető meg, továbbra is a Vardar-ofiolit lepusztulásából származó nehézsávnyok jutnak domináns szerephez. Megállapíthatjuk tehát, hogy a Gerecse területén – a törmelékanyag szemcseméretének növekedésén, azaz a lehordási terület közeledésén kívül a barremihez képest érdemi változást nem észlelünk.



XII/5. ábra: Keresztszelvény az Alpokon keresztül a Bajuvarikum, Tirolikum és Juvavikum egységének feltüntetésével BRAUNSTINGL (2005) szerint.

Az Északi-Mészkőalpokban az hauteriviben megkezdődik a Gerecse alpi rokonának tartott, szerkezetileg a Tirolikumhoz (*sensu* TOLLMANN 1976 és LINZER et al. 1995) tartozó Rossfeld Formáció anyagának leülepedése. A Rossfeld Formáció Salzburg melletti típusfeltárásaiban a képződmény homokkőves kifejlődési szakaszán FAUPL & TOLLMANN (1979) Bouma B, C és D tagokat (BOUMA 1962) ismert fel. Ennek értelmében a szerzők a

törmelékanyag beszállítását egy északnyugati dőlésű lejtőn történő mozgáshoz kötötték, azaz délkeletről északnyugatra történő üledékszállításat azonosítottak. A törmelékmozgás alapvető okaként a szerzők egy északnyugati vergenciájú feltolódási rendszer működését nevezték meg. A feltolódó egység a Juvavikum (*sensu* MANDL 1999, 2000) takarója, melynek derivátumait a Rossfeld Formáció anyagában a szerzők azonosították is. DECKER et al. (1987) eredményei árnyalják a FAUPL & TOLLMANN (1979) által ismertetett üledékképződési képet. A képződmény vastagságváltozásának felismerése és a csatornakitöltések által adott szállítási irányok segítségével egy olyan, jórészt északnyugati vergenciájú feltolódások által kontrollált törmelékbeszállítást ismertek fel, amely a feltolódások irányához csak áttételesen kapcsolatba hozható törmelékmozgással kombinálódik (vö. *XII/9. ábra*).

A képződmény petrológiai és petrográfiai vizsgálatainak eredményeit DECKER et al. (1987), POBER & FAUPL (1988) és összefoglalóan BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) dolgozatai ismertetik. A fentebbiek értelmében a képződmény Salzburg melletti típusterületéről származó minták esetén két szignifikánsan elkülönülő ásványösszetételt lehetett felismerni. A minták egy részében uralkodó mennyiségben fordult elő az ofiolitos eredetű krómspinell, melynek megjelenését a szerzők egybehangzóan a Vardar-obdukcióhoz kapcsolták. A minták egy részében ezzel ellentétben a metamorf elegyrészek – főképp a gránát és staurolit – mennyisége bizonyult uralkodónak; ezt a jelenséget a szerzők a Ausztróalpi kristályos aljzat kiemelkedésével magyarázták. Más a helyzet az egyéb feltárásokból származó mintákkal. A Weyerer Bögen területéről, illetve Losenstein mellől, a Reichramingi Takaróból származó minták esetén az ofiolitos eredetű krómspinellek mennyisége uralkodónak mondható. Az ofiolitos eredetű krómspinellek eredetét minden szerző egybehangzóan a Vardar-ofiolitból eredezteti. A fentiekkel megegyező eredményre jutott WAGREICH et al. (1995). Dolgozatában a képződmény krómspinelljeinek és a zátonyeredetű kavicsanyag összetétele alapján markánsan elkülönítette a Rossfeld Formáció anyagának lepusztulási területét a későbbiekben tárgyalásra kerülő Tannheim és Losensteini Formációk anyagának eredetétől. Ennek értelmében a szerzők a Vardar-ofiolit obdukciós szuturájából származtatják a képződmény alapanyagát. A fentieket egybevetve megállapíthatjuk, hogy az Északi-Mészkőalpok területén az üledékképződési környezetben és az ezzel összefüggésben lévő szerkezetalakulásban markáns változás még nem érhető tetten; az egyetlen eltérés ez eddigi üledékképződési sémától a metamorf eredetű elegyrészek megjelenése. A Gerecse és Rossfeld a záródó Vardar-óceánban azonos oldalon kellett elhelyezkedjen

- az azonos, Tirolikum-jellegű tektonoszediment fácies,

- az azonos beszállítási irányok,
- a jelenleg azonos tektonikai helyzet,
- a szintúgy mindkettőben megjelenő (bár eltérő korban észlelt) Juvavikum-affinitású zátonytörmelékek és
- a Vardar-eredetű nehézásvány-spektrum okán.

12.3 A TIROLIKUM RÁTOLÓDÁSA

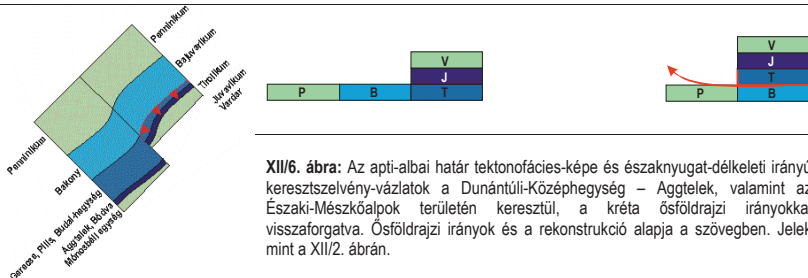
12.3.1 *Barremi*

A Gerecse üledékképződésében a barremi során gyakorlatilag semmi érdemi eltérést nem találunk a hauterivihez képest. Ezzel ellentétben az Északi-Mészkőalpok üledékképződésében jelentős változást érhetünk tetten (*XII/9. ábra*). Míg a Gerecsében folyamatosan zajlik a Lábatlani Homokkő anyagának leülepedése, addig az alpesi rokon, a tirolikumi Rossfeld Formáció anyagának leülepedését felváltja a megjelenésében és üledékképződési környezetében a Kőszörűkőbányai Konglomerátummal rokonítható Grabenwald Tagozat képződése. A Grabenwald Tagozat nehézásvány-spektrumára WOLETZ (1963), DECKER et al. (1987), POBER & FAUPL (1988) és összefoglalóan BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) munkáiban találhatunk adatokat. A szerzők viszonylag egyveretű ásványegyüttest találtak, melyben az ofiolitos eredetű krómspinellek mennyisége alárendeltnek bizonyult; az ásványanyag összetételében felerészt a metamorf, felerészt a stabil komponensek fordultak elő. Ennek értelmében megállapíthatjuk, hogy a barremi során a Gerecse és az Északi-Mészkőalpok szinorogén üledékeinek összetételében változás következik be; úgy tűnik azonban, hogy ez a behordási és rövidülési irányok megváltozásában nem okoz érdemi változást (*XII/9. ábra*).

12.3.2 *Apti*

Az apti során a Gerecse üledékbeszállításának irányaiban, a beszállított anyag összetételében markáns eltérést a korábbiakhoz képest nem figyelhetünk meg; mind a Lábatlani Homokkő, mind pedig a sziliciklasztos üledékes sorozat zárótagját képező Kőszörűkőbányai Konglomerátum anyagának beszállítása nagyjából keletről nyugatra (SZTANÓ 1990) illetve átlagosan délkeletről északnyugatra (KÁZMÉR 1987) történt; az összennyomás iránya továbbra is egybevethető az Alpok hasonló korú szerkezetalakulásának irányával, azaz továbbra is kelet-délkelet – nyugat-északnyugati (7. fejezet). Hasonló

felismerésre jutott a Tatai Mésző törmelék beszállításának tanulmányozása során POCSAI (2003) és POCSAI & CSONTOS (2006) is. Az Északi-Mészőalpok Bajuvarikumából (*sensu* TOLLMANN 1976 és LINZER et al. 1995) az aptit átfogó képződményt nem ismerünk; a Grabenwald Tagozat talán belenyúlik a legkorábbi aptiba, míg a továbbiakban bemutatásra kerülő Tannheim Formáció csak a legkésőbbi aptit képviseli; a hiányzó üledékképződési szakasz minden bizonnyal a Tirolikum feltolódásának megindulásával magyarázható. A fentebbiek értelmében megállapíthatjuk, hogy az apti során már jelentős eltérés figyelhető meg a Gerecse és az Északi-Mészőalpok fejlődésében: az előbbi területen folyamatosan történik az ofiolitos eredetű nehézásvány-törmelékkel jellemzett üledék beszállítása, míg az utóbbi terület Bajuvarikumában nem ismerjük az üledékképződést (XII/9. ábra); ez talán a Tirolikum áttolódásával hozható kapcsolatba (XII/6. ábra).



12.3.3 Apti-albai határa

A fentebbieken túl egyéb elgondolkodtató, a szerkezetalakulást árnyaló ismeretek is rendelkezésünkre állnak:

- a dolgozat 6. fejezetében bemutatásra kerültek a Gerecse területén észlelt rideg és képlékeny rövidülést mutató bélyegek;
- a terület szerkezetfejlődésének ismeretében igazolni lehetett a fázisok sorrendiségét valamint ezek korát, így egy apti északkelet-délnyugati, egy kora-albai kelet-nyugati és egy korai középső-albai északnyugat-délkeleti összennyomással bíró feszültségtér jelenlétét (7. fejezet);

- a Gerecse apti – kora-albai képződményeiből gyűjtött, bizonyosan autigén szenes növénymaradványok vitrinitreflexiós vizsgálata jelentős betemetettséget mutatott (9. fejezet);
- betemetettségi modellezés (10. fejezet) segítségével a jelen ismereteink szerint rendelkezésre álló rétegsorok és hőáramok segítségével nem lehetett magyarázni a betemetettséget;
- a szerkezetgeológiai bélyegek, a betemetettség üledékes eredetének kizárása és az általános szerkezetfejlődési ismeretek együttese megerősítette a szerkezeti betemetettség lehetőségét, melynek esélyét a hőtörténeti modellezés is megerősítette (10. fejezet);
- a bádeni-recens hőtörténeti járulék eltávolításával kapott korrigált vitrinitreflexiós értékek térképi nézete a triász minták esetén a Dunántúli-Középhegység területén egy nagyjából észak-északkeleti irányú, monoton növekvő betemetettséget mutat (11. fejezet);
- ez a jelenség a késő-krétából származó minták esetében már nem észlelhető, így a triász minták betemetettségének képét kialakító hatás jura – kora- vagy középső-kréta kell legyen (11. fejezet);
- a Budai-hegység, a Pilis és Csóvár környékének triász mintái felszíni betemetettségi értékeket mutatnak; ezek anomális értékei jórészt kilógnak a Dunántúli-Középhegység egyéb részei, a Győri- és Zalai-medence mintái közül (11. fejezet);
- jól megfogható, hirtelen ugrás érhető tetten a korrigált vitrinitreflexiók értékének változásában a Budai-hegység nyugati pereme környékén (11. fejezet).

Tovább boncolgatva a Pilis és a Budai-hegység szélsőségesen alacsony vitrinitreflexiók – azaz csekély eltemettségének – okát, számos elgondolkodtató eredményt találhatunk.

- PÁVAI VAJNA (1934) a Gellért-hegy ma már sajnos elfalazott részéről raibli rétegekben feltolódást és kaotikusan gyütredezett mészkövet említ; ez a feltolódás jelenleg áldölésben lenne látható, és így megközelítőleg délnyugati vergenciájúnak mutatkozna;
- SZENTES (1934) munkájában a Budai-hegységhez tartozó Nagy-Kevély szerkezetének kialakulását a krétára teszi;
- HORUSITZKY (1943) takarós áttolódás és tektonikai ablak nyomát vélte felfedezni a Budai-hegység földtani térképezése során (vö. WEIN 1977);

- WEIN (1977) munkájában a Budai-hegység területére négy, északkelet-délnyugati rövidülés hatására kialakult antiklinális-vonulatot mutat be, melyek kialakulásának korát az eocén előttire teszi. A szerző a Nagy-Szénás nyugati oldalán, illetve a Kutya – hegy területéről, a Telki-hegy – Nagy-Kopasz délnyugati oldaláról, valamint a Hármashatár-hegy – Kecske-hegy területéről ismertet jelentősebb feltolódásokat; ezek kialakulása északkelet-délnyugati rövidüléssel magyarázható.
- NAGY (1982) munkájában a Pilis területéről párszáz méteres elvetést okozó, északkelet-délnyugati összenyomáshoz köthető feltolódásról tesz említést, melyet a szerző krétának vél;
- HÁMORNÉ VIDÓ (1988) jelentésében kihangsúlyozza a Budai-hegységben vitrinitreflexiós vizsgálatok elvégzésére gyűjtött triász minták eltemetetlen mivoltát;
- KOZUR (1991) conodonta-vizsgálatai alapján takarós egységek létezését feltételezi a Budai-hegység területére;
- FODOR et al. (1994) munkájában megerősítette a Budai-hegység területére vonatkozó északkelet-délnyugati irányú kréta rövidülés és az ehhez köthető feltolódások jelenlétét.

12.4 A BAJUVARIKUM RÁTOLÓDÁSA – A SZINKLINÁLIS-SZERKEZET KIALAKULÁSA

12.4.1 Albai - cenomán

A Gerecse területéről albai képződményt felszíni feltárásból nem ismerünk; a Dunántúli-Középhegység területéről a Vértessomlói Aleurolit, a Környei Mészkö, a Tatai Mészkö és a Tési Agyagmárga képviselik ezt a kort. A törmelékanyag beszállításának irányáról nem áll információ rendelkezésünkre, azonban BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN (1993) eredményei alapján a nehézasvány-összetételről bírunk információkkal: az eddig domináns ofiolitos eredetű derivátumok mellett megjelennek a metamorf eredetű alátámasztó nehézasványok is. A feszültségtér változásában jelentős eltérés érhető tetten: az apti során megismert kelet-délkelet – nyugat-északnyugati összenyomás egy délkelet-északnyugati „lépésen” keresztül dél-délnyugat – észak-északkeletivé fordul (7. fejezet).

A Északi-Mészköalpok területén – immár a Bajuvarikum egységében – folytatódik a szinszediment üledékképződés. Az Északi-Mészköalpok apti-cenomán szinorogén

képződmények felosztását ZACHER (1966) tette meg; az üledékszállítás és öskörnyezet bemutatására GAUPP (1982) vállalkozott. A Tannheim Formáció anyaga ZACHER (1966) szerint szürke, fekete, vöröses márga-mészmárga, mely üledékfolynosan fejlődik ki a fekü mélytengeri aptychusos Schrambach Formációból, vastagsága 10-30 méterre tehető típusterületén. A Tannheim Formáció üledékes fedőjét jórészt a Losenstein Formáció adja; ettől eltérő esetben vagy nem ismert, vagy szerkezeti eredetű a fedője. KOLLMANN (1968) a Losenstein Formáció alsó határát a törmelékes rétegsor első homokkő- és konglomerátumrétegeinek megjelenésénél húzta meg; ennek értelmében ez folyamatosan fejlődik ki a fekűt alkotó Tannheim Formációból. A képződmény fedőjét csak az Északi-Mészköalpok nyugati részén ismerjük; itt a cenomán Branderfleck Formáció breccsája fedi. Az Északi-Mészköalpok keleti felén üledékes fedőjét nem ismerjük; a Losenstein Formációt mindenhol a magasabb szerkezeti helyzetű Tirolikum (*sensu* TOLLMANN 1976, LINZER et al. 1995) egységei fedik.

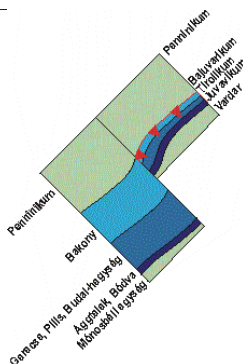
A Losenstein Formáció anyaga jórészt homokkőves összlet, melybe helyenként durvább szemcseméretű, időnként akár breccsa- és konglomerátumos padok települnek. WAGREICH (2001, 2003) dolgozatai a Losenstein-medence törmelékes képződményeinek, így a Losenstein és Tannheim Formációk komplex tanulmányozását és ismertetését tűzte ki célul; a munkának részét képezte a törmelék szállítási irányainak azonosítása és a törmelékmozgás kiváltó okának keresése. A törmelékmozgások kialakulását feltolódások előterében, 1. típusú hátonhordott (*piggyback*) medence (ORI & FRIEND 1984) aktív lejtőjén északnyugatról délkeletre irányuló anyagmozgással magyarázta.

A Losenstein Formációból is rendelkezésünkre állnak nehézasvány-összetételre vonatkozó adatok, melyet POBER & FAUPL (1988) dolgozata mutat be. Ennek értelmében a minták jelentős részében a stabil ásványok jelenléte bizonyult meghatározónak. Néhány minta esetén kevert – és az előbbiektől markánsan elkülönülő – ásványos összetételt találtak a szerzők: nagyobb mértékben a metamorf ásványos komponensek jelentek meg, a stabil ásványok és az ofiolitos krómspinell mennyisége alárendeltnek bizonyult. WAGREICH et al. (1995) a kréta törmelékes kőzetekben – többek között a Losenstein Formációban – található urgon zátonyeredetű kavicsanyag nehézasványait tanulmányozta. A szerzők felismerték, hogy a képződmény zátonyeredetű klasztjai a Rossfeld formációval ellentétben nem tartalmaznak krómspinelleket. Magának a formációnak a krómspinell-anyagát a szerzők az Észak-Pennini ofiolitos összletből származtatták.

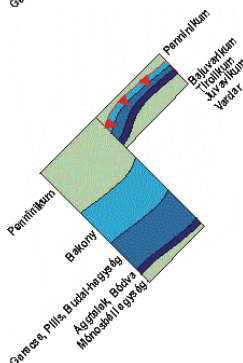
WAGREICH (2001) munkájában – GAUPP 1982, VON EYNATTEN (1996) és VON EYNATTEN & GAUPP (1999) eredményeit integrálva – adatokat mutat be a képződmény

nyugati és keleti előfordulási területéről, Allgäu és Losenstein területéről. A szerző a két terület nehézasvány-spektrumában szignifikáns eltérést nem észlelt, és ennek alapján egységes lepusztulási területet feltételezett a Losenstein-medence teljes területére.

A fentieket szem előtt tartva megállapíthatjuk, hogy az albai során már teljesen eltér a Gerecse és az Északi-Mészkőalpok fejlődése (XII/7, XII/8. és XII/9. ábra); míg az utóbbi területen a klasszikus „pre-gosau” takarós áttolódás szinte zavartalanul folytatódik – egy alacsonyabb szerkezeti egységben, a törmelékanyag összetételének gyökeres megváltozása mellett –, addig a Dunántúli-Középhegység területén egy folyamatos ofiolitos eredetű beszállítás dokumentál a Vértessomlói Aleurolit metamorf ásvány-összetétele. Minden bizonnyal lokális feszültségtér kontrollálja a Dunántúli-Középhegység jól ismert szinklinális-szerkezetének kialakulását is: ennek tengelye ugyanis majdnem merőleges az általános geodinamikai megfontolásokból következő irányra.



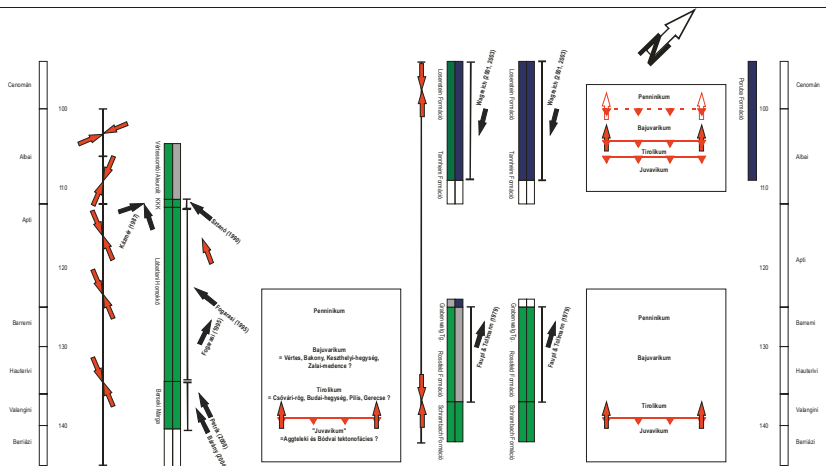
XII/7. ábra: Albi tectonofációs-kép és északnyugat-déleleti irányú keresztshelvény-vázlatok a Dunántúli-Középhegység – Aggtelek, valamint az Északi-Mészkőalpok területén keresztül, a kréta ösföldrajzi irányokkal visszaforgatva. Ösföldrajzi irányok és a rekonstrukció alapja a szövegben. Jelek mint a XII/2. ábrán.



XII/8. ábra: Cenomán tectonofációs-kép és északnyugat-déleleti irányú keresztshelvény-vázlatok a Dunántúli-Középhegység – Aggtelek, valamint az Északi-Mészkőalpok területén keresztül, a kréta ösföldrajzi irányokkal visszaforgatva. Ösföldrajzi irányok és a rekonstrukció alapja a szövegben. Jelek mint a XII/2. ábrán.

További jelentős eltérés is tapasztalható a nagyszerkezeti képen: az albai-cenomán során történhetett meg a Tirolikum feltolódása a Bajuvarikumra (FRISCH & GAWLICK 2003), majd utóbbinak a Penninikumra, melynek eredményeként a Bajuvarikum jelentős, maig megőrződött és szerkezeti eltemetettséget és rövidülést szenved (LINZER et al. 1995). Ezzel egybevethető jelenséget a Dunántúli-Középhegység területéről nem ismerünk: a Bajuvarikummal korreláltható Bakony és Keszthelyi-hegység mérete nagyjából egy nagyságrenddel nagyobb, mint alpi analógiájé, nagyobb arányú takarós betemetődésre utaló nyomot nem találunk (XII/7., XII/8. és XII/9. ábra).

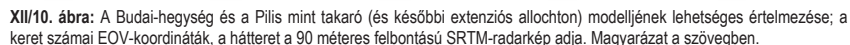
Az Északi-Mészkőalpok és a Dunántúli-Középhegység fejlődése közötti eltérés minden bizonnyal az apti-albai határ környékén vagy a legkorábbi albaiban következett be, ám ezt a változást még mindenképpen megelőzi a Gerecse valószínű takarós eltemetettsége. A két terület szerkezetalakulásában található eltérés talán a klasszikus kilökődés NEUBAUER et al. (1995, 1999) által ismertetett késő-kréta fázisát jelzi előre.



XII/9. ábra: Az Északi-Mészkőalpok és a Dunántúli-Középhegység szerkezetalakulásának, feszültségterének és nehézsúly-spektrumának az idővel való változása a takarósodás iránya és kora szerint. Piros nyíl: összenyomás illetve takarósodás iránya; zöld, szürke és kék: ofiolitos, metamorf és stabil nehézsúly-vány-beszállítás; fekete nyíl: üledékmozgás iránya. Az északi irány a kréta északot mutatja. Értelmezés és hivatkozások a szövegben.

12.5 ÖSSZEGZÉS

A fentebbi alapismeretek egybevetve könnyen összeállhatnak egy egységes gondolattá az egymással csak többé-kevésbé erős kapcsolatban álló, nagyobb területről származó, ám



13 ÖSSZEFOGLALÁS

A munka eredményeként a következő megállapításokat tehetők:

1. A Dunántúli-középhegységgel szerkezeti egységes Gerecse területén három jól elkülöníthető – északkelet-délnyugati, kelet-nyugati és észak-északnyugat-dél-délkeleti rövidüléssel deformációt eredményező – összenyomási irányt azonosítható, melyeket képlékeny deformációs elemek, azaz redőződés, valamint és töréssel deformációs elemek, azaz réteglappal párhuzamos karcok, réteggel párhuzamos nyírósíkok, feltolódások, konjugált és nem-konjugált rövidülési síkok mutatnak.
2. A fentebb bemutatott szerkezetalakulási lépések sorrendje és kora bizonyítható: ennek értelmében az északkelet-délnyugati összenyomás kora aptinak, a kelet-nyugati összenyomás kora kora-albainak, az észak-északnyugat-dél-délkeleti összenyomás kora korai középső-albainak adódik.
3. A maximális horizontális összenyomás és rövidülés irányában mintegy 90 fokos, az óramutató járásával megegyező elfordulás figyelhető meg az apti-albai során.
4. A Gerecse területéről származó bizonyítottan autigén szerves növényi maradványok optikai analízisének eredménye mélyebb betemetettséget mutat, azonban a vitrinitreflexiós értékek hőtörténeti modellezése alapján a minták eltemetettsége nem magyarázható a Dunántúli-Középhegység területéről alapul vett kréta és terciár üledékes rétegsorok betemető hatásával sem.
5. A Gerecse színorogén törmelékes képződményeiben észlelt vitrinitreflexiós értékek jól magyarázhatónak bizonyultak szerkezeti betemetettséggel, többek között egy feltételezett, extenziósan visszacsúszott takaró mozgásának mechanizmusával.
6. A Zalai-medence, a Győri-medence és a Dunántúli-Középhegység triász mintáinak korrigált vitrinitreflexiós képe (mely a bádeni-recens hőtörténeti járulék eltávolításával

állt elő) a jura – középső-kréta periódusra jelentős kelet-északkelet eltemetettséget mutat a Bakony területe felől a Győri-medence irányába; ez a jelenség a Pilis, a Budai-hegység és a Csöväri-rög felszíni betemetettséget tükrözö mintáiban nem érhető tetten.

7. A korrigált vitrintreflexiós kép kialakulásának üledékes magyarázatára nem állnak rendelkezésünkre rétegtani ismeretek; így szem előtt tartva a szerkezetalakulásról meglévö ismereteinket, ez a felismerés minden bizonynyal szerkezeti betemetettséggel magyarázható.
8. A Dunántúli-Középhegység és az Északi-Mészköalpok középső-kréta szinorogén törmelékes képzödményeinek nehézásvány-spektruma, törmelékbeszállítási iránya és a feszültségtér fejlődésének összevetésével megállapítható, hogy az apti-albai határig a két terület azonos tektonoszediment fejlődéssel bír, azonban az albaiban már a nehézásvány-behordásban, takarósodás folyamatában és a deformáció irányában is gyökeres eltérés figyelhető meg.
9. A fentebbi részinformációk egybevetésével feltételezhető a Budai-hegység és a Pilis Gerecse fölötti szerkezeti helyzete és extenziós allochton-volta; ez egyben magyarázatot adhat a takaró mai helyére és szerkezeti helyzetére is.

14 KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Kedves feladatomban tehetek eleget, amikor köszönettel illethetem munkám segítőit; egy évekig tartó kutatás soha nem egy ember egyedüli eredménye, mindig többen állnak mögöttem, munkájukkal, ismeretükkel, jó tanácsukkal, vagy csak toleranciájukkal segítve azt, aki végül a babérokért tör. CSONTOS László témavezetői minőségében már 2002 óta segíti munkámat; szakdolgozatom és egyéb feladataim koordinálása mellett doktori munkám sikerében is elengedhetetlen az érdeme; talán leginkábbis abban, hogy képes volt hinni munkám sikerében, amelyben én bizony időnként hitemet vesztettem.

Munkám során olyan emberektől is segítséget kaptam, akik a célzott szakmai támogatáson túl pusztán önzetlenségből álltak mögém és fordítottak erőt arra, hogy sikeresen révbe érhessek. Vezetőimet, BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizellát és SOMFAI Attilát, valamint HOLODA Attilát illeti így hála; támogatásuk nélkül nem sok esélyem lett volna a sikerre. Az állandó konzultációs és terepi partnert, szövirágaim visszametszőjét, POCSAI Tamást a terepi és irodai közös gondolkodásért, a javasolt szakirodalmakért illeti köszönet.

Tisztelettel adózom néhai BREUER László emlékének: munkám elején, amíg egészsége engedte, rengeteg szakmai segítséget kaphattam tőle. Leginkább az ő hatása, hogy a kövekkel való foglalkozás egyszerre lehet ma munkám és szabadidős elfoglaltságom.

Szakmai kérdések megválaszolásában konzultációkban, közös gondolkodásban, valamint a vitrintreflexiós és RockEval-vizsgálatok elvégzésében volt segítségemre FODOR László, FOGARASI Attila, GALICZ Gergelyné, KISS Károly, KONCZ István, MILOTA Katalin és PAPNÉ HASZNOS Irénke.

Köszönet illeti a Holcim NyRt.-t, név szerint is HALADIN Lászlót, amiért engedélyezte számomra a terepi munkát a cég munkaterületét képező feltárásokban.

Sokan vannak, akik a legnehezebb feladatot vállalták magukra: ők azok, akik türelmükkel, hitükkel és toleranciájukkal álltak mögöttem, hittek abban, hogy nem céltalanul vonom meg tőlük a közösen eltöltendő idő lehetőségét. Így szeretném megköszönni szüleim, kedvesem és közeli barátaim, azaz PALLOS Edit, SASVÁRI Ákos, BÁRÁNY Mónika, valamint BENKŐ Zsolt, BORS Gergely, BORS Noémi, FRANK Gabriella, FRANK Péter, GYUKICS Rita, HARGITAI Gergely, HARGITAI Dorottya, KAPUSI Eszter, KÁDAS Júlia, KÖSZEGI Dávid, LÁSZLÓ Ádám, PROHÁSZKA András és TÖKÉS Kinga türelmét.

15 FELHASZNÁLT IRODALMAK JEGYZÉKE

- **ALBERT, G. 2000:** Az Északi-Bakony gyűrődései. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 89p.
- **ANGELIER, J. & BERGERAT, F. 1984:** Systèmes de contrainte en extension intracontinentale. — *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* **7**, 137-147.
- **ANGELIER, J. & GOGUEL, J. 1979:** Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. — *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris* **288**, 307-310.
- **ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977:** Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. — *Bulletin de la Société Géologique de France* **VII/19**, 1309-1318.
- **ÁRGYELÁN, G. 1989:** Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts, Hungary). — *Acta Minerologica Petrographica* **30**, 127-136.
- **ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. 1995:** Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **84**, 334-344.
- **BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1992:** Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous clastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. — *Terra Nova Abstract* **2**, 3.
- **BADA, G. 1994:** A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 137p.
- **BADA, G. 1999:** Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indications and finite element modelling. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Vrije Univ., Amsterdam, 204p.

- **BADA, G., KNIBBE, F. L., NAGTEGAAL, J. & NÉMETH K. 1993:** Tertiary evolution of the stress field in the Gerecse Mountains, N. Hungary with implications for the dynamics of the Pannonian Basin. — *Terra Abstracts* **5**, 214.
- **BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B. & TÍMÁR, G. 1996:** Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269-289.
- **BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1992:** Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous clastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. — *Terra Nova Abstract* **2**, 3.
- **BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1993:** A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (egykori óceáni képződmények rekonstrukciója törmelékes alkotók alapján). — *Doktori dolgozat, kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 186p.
- **BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1995:** A gerecsei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 59-83.
- **BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1996:** Geochemical investigations of detrital chrome spinels as a tool to detect an ophiolitic source area (Gerecse Mountains, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 341-368.
- **BALKAY, B. 1955:** Különleges közetmozgási alakulat. — *Földtani Közöny* **85**, 153-156.
- **BALLA, Z. 1987:** A Bükk hegység mezozoós tektonikája és kapcsolatai a Nyugati Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz. — *Általános Földtani Szemle* **22**, 13-54.
- **BALLA, Z. & DUDKO, A. 1989:** Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **25**, 3-63.
- **BANKS, C. J. & WARBURTON, J. 1986:** 'Passive-roof' duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. — *Journal of Structural Geology* **3**, 229-238.
- **BÁRÁNY, M. 2004:** A jura-kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 72p.
- **BERGERAT, F. 1989:** From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **157**, 271-280.

- **BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & KÁZMÉR, M. 1983:** Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs du Budapest, marqueur de l'extension du bassin pannonien. — *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris* **296**, 1275-1278.
- **BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984A:** Étude de la fracturation dans le bassin pannonien: mécanismes et étapes de sa création. — *Annales de la Société géologique de Nord* **103**, 265-272.
- **BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984B:** Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basin in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3-4**, 237-249.
- **BERNET, M., ZATTIN, M., GARVER, J. I., BRANDON, M. T. & VANCE, J. A. 2001:** A steady-state exhumation of the European Alps. — *Geology* **29**, 35-38.
- **BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979:** Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. — *Journal of Structural Geology* **1**, 31-42.
- **BISHOP, A. W. 1966:** The strength of solids as engineering materials. — *Geotechnique* **16**, 91-130.
- **BÍRÓ, I. 2003:** A Vértessomlói-törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék,
- **BODROGI, I., LOBITZER, H., FILÁ CZ, E. & SURELIAN, R. 1990:** Az Északi-Mészkőalpok (Ausztria) és a Gerecse hegység (Magyarország) pelágikus felsőjura/alsó-kréta képződményeinek mikrofauna és mikrofácies vizsgálata. — *OTKA jelentés, kézirat*, 131p.
- **BONIJOLY ROUSSEL, M. 1980:** Evolution des substances carbonées naturelles. Formation du graphite. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Université d'Orléans, 76p.
- **BOSTICK, N. H. 1971:** Thermal alteration of clastic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. — *Geoscience and Man* **3**, 83-93.
- **BOTFALVAI, G., FÁBIÁN, P., KEMÉNY, B. & MOLNÁR, L. 2007:** Gerecse terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 56 p.
- **BOUMA, A. H. 1962:** Sedimentology of some Flysch deposits. — *Elsevier*, 168p.
- **BRAUNSTINGL, R. (szerk) 2005:** Geologische Karte von Salzburg 1:200'000. — *Geologische Bundesanstalt, Wien*.

- **BUDAI, T., FODOR, L., CSILLAG, G. & PIROS, O. 2005:** A Vértesséki triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2004. évről*, 189-202.
- **CZABALAY, L. 1995:** A gerecsei és vértesséki kréta képződmények Molluszka faunája. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 109-131.
- **CZAUNER, B., KISS, B., OROSZ, E. & SÁGI, T. 2006:** Terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 66p.
- **CSÁSZÁR, G. (szerk) 1996:** Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta. — *Budapest, a Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*, 126p.
- **CSÁSZÁR, G. (SZERK) 1997:** Basic lithostratigraphic units of Hungary – charts and short descriptions. — *Budapest, a Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*, 114p.
- **CSÁSZÁR, G. 1998:** A Dunántúli-Középhegység alsó- és középső-kréta képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — *Budapest, a MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, 337-353.
- **CSÁSZÁR, G. 2002:** Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 208p.
- **CSÁSZÁR, G. 2005:** Magyarország és környezetének regionális földtana – I. Paleozoikum-paleogén. — *ELTE Eötvös Kiadó, Budapest*, 328p.
- **CSÁSZÁR, G. & BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN, G. 1994:** Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **15**, 417-434.
- **CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1979:** Review of the facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. — In: Wiedmann, A. (szerk): *Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A* **6**, 413-424.
- **CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1984:** The Cretaceous in Hungary: a review. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3-4**, 417-428.
- **CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1998:** A gerecsei jura – fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közöny* **128/2-3**, 397-436.
- **CSÁSZÁR, G., SCHLAGINTWEIT, F., PIROS, O. & SZINGER, B. 2008:** Are there any Dachstein Limestone fragment in the Felsővadács Breccias Member? — *Földtani Közöny* **138/1**, 107-110.
- **CSONTOS, L. 1988:** Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Université de Lille, 327p.

- CSONTOS, L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. — *Földtani Közlöny* **129/4**, 611-651.
- CSONTOS, L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. — *Földtani Közlöny* **130/1**, 95-131.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1-56.
- CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L. 1991: Evolution of the stress field in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* **199**, 73-91.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. 1987: Synorogenic sedimentation of the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (szerk): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke, Wien, 126-141.
- DIERSCHKE, V. 1980: Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördliche Kalkalpen. — *Geotektonische Forschungen* **58**, 180-204.
- DOW, W. G. 1978: Petroleum source beds on continental slopes and rises. — *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **62**, 1584-1606.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., LIEBE, P., GÁLFI, J. & ERKI, I. 1983: Geothermal conditions of Hungary. — *Geophysical Transactions* **29/1**, 3-114.
- DUDKO, A. 1991: A Balatonfelvidék szerkezeti elemei. — *Kirándulásvezető, kézirat*, a Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, 61p.
- DUDKO, A. 1994: Jelentés a gerecsei 1993-as évi térképezési terület szerkezeti vizsgálatáról. — *kézirat*, MÁFI Középhegységi projekt, 58p
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J., & BOUTEFEU, A., 1977: Méthode rapide de caractérisation des roches mères, et de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. — *Revue de l'Institut Français du Pétrole* **32**, 23-42.
- VON EYNATTEN, H. 1996: Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus der Nördliche Kalkalpen. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Universität von Mainz, 145p.
- VON EYNATTEN, H. & GAUPP, R. 1999: Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones from the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis, and mineral chemistry. — *Sedimentary Geology* **124**, 81-111.

- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. 1979: Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer Tektonisch aktiven Tiefseeinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. – *Geologische Rundschau* **68/1**, 93-120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographical implications. — *Cretaceous Research* **13**, 387-403.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 2000: Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **92**, 79-94.
- FÉLEGYHÁZY, L. & NAGYMAROSY, A. 1991: New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). — *Geologica Carpathica* **42**, 123-126.
- FÉLEGYHÁZY, L. & NAGYMAROSY, A. 1992: Calcareous nannoplankton stratigraphy of Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3**, 251-262.
- FERENCZI, I. 1926: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. — *Földtani Közlöny* **55**, 196-211.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and Early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *Abstract book of the Carpathian-Balkan Geological Association XVI. Congress*, Austria, 165.
- FODOR, L. & BÍRÓ, I. 2004: Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomlóirátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértess). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2002. évről*, 153-162.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Tectonic position of the Transdanubian Range unit: a review and some new data. — *PANCARDI Abstract book, Dubrovnik*, 38-40.
- FODOR, L. & LANTOS, Z. 1998: Liász törési szerkezetek a Nyugati-Gerecseben. — *Földtani Közlöny* **128/2-3**, 375-396.
- FODOR, L. & MAGYARI, Á. 2002: Késő-eocén – miocén szerkezetalakulás és üledékképződés a Sas-hegyen. — *Földtani Közlöny* **132/2**, 247-264.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695-716.

- FODOR, L., MAGYARI, Á., FOGARASI, A. & PALOTÁS, K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közöny* **124/2**, 129-305.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÓRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F., SÉRANNE, M. (szerk.) *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. — Blackwell Sciences Special Publications of the Geological Society of London: Oxford, 295-334.
- FODOR, L., KOROKNAI, B., BALOGH, K., DUNKL, I. & HORVÁTH, P. 2003: A Dunántúli-középhegységi Egység („Bakony”) takarós helyzete szlovéniai szerkezeti-geokronológiai adatok alapján. — *Földtani Közöny* **133/4**, 535-546.
- FOGARASI, A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralfatti lejtőn a Gerecse hegységben – munkahipotézis. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 15-41.
- FOGARASI, A. 2001: A Dunántúli-középhegységi alsó-kréta képződmények mészvázú nannoplankton sztratigráfiája. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 95p.
- FÖZY, I. 1992: Tanulmány gerecsei alsó kréta ammoniteszekről – előzetes értékelés. — *Kézirat*, Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és őslénytár, 15p.
- FÖZY, I. 1995: A gerecsei Bersek-hegy alsó kréta rétegtana — *Általános Földtani Szemle* **27**, 7-14.
- FÖZY, I. & FOGARASI, A. 2002: A gerecsei Bersek-hegy rétegtani tagolása az alsó-kréta ammoniteszfauna és a nannoplankton flóra alapján. — *Földtani Közöny* **132/3-4**, 293-324.
- FÖZY, I., FOGARASI, A & SZIVES, O. 2002: A Lábatlan-36 fúrás felső-barrémi – apti rétegsorának integrált ammonitesz és mészvázú nannoplankton biosztratigráfiája. — *Földtani Közöny* **132/1**, 45-56.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H. J. 2003: The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Alps. — *International Journal of Earth Science* **92**, 712-727.
- FRISCH, W., DUNKL, I & KUHLEMANN, I. 2001: Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. — *Tectonophysics* **327**, 239-265.

- **FRITZ, H. 1988:** Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). — *Geodynamica Acta* **2**, 53-62.
- **FÜLÖP, J. 1958:** A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **11**, 124p.
- **FÜLÖP, J. 1975:** A tatai mezozoós alaphegységgrögök. — *Geologica Hungarica series Geologica* **16**, 228p.
- **GAUPP, R. 1982:** Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). — *Zitteliana* **8**, 33-72.
- **GAWLICK, H. J., FRISCH, E., VECSEI, A., STEIGER, T & BÖHM, L. 1999:** The change from the rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. — *Geologische Rundschau* **87**, 644-657.
- **GÉCZY, B. 1968:** Felső liász Ammonoideák Úrkútról (Bakony hegység). — *Földtani Közlöny* **98**, 218-266.
- **GIDAL, L. 1966:** A paleocén és eocén képződmények vastagsági és kifejlődési viszonya a Dorogi-medence északi és középső területén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 315-320.
- **GIDAL, L. 1972:** A dorogi terület eocénje. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **55**, 140p.
- **GÖRÖG, Á. 1995:** A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 85-94.
- **GYALOG, L., TULLNER, T., TURCZI, G. & TURTEGIN, E. 2007:** Magyarország hegyvidéki területeinek fűrási és földtani térképi adatbázisa (a Magyar Állami Földtani Intézet és a Mol Rt. közös projektje). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2004. évről*, 145-166.
- **HAAS, J. & JOCHÁNE EDELENYI, E. 1980:** A Dunántúli-Középhegység bauxitföldtani térképe a kainozoós képződmények elhagyásával (1:100'000). — *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*.
- **HALUPKA, G., INCZE, SZ. & SZIVES, O. 1992:** A Nyagda-völgy és környéke földtani képződményeinek litológiai és szerkezetföldtani vizsgálata térképezési gyakorlat keretében. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 52p.
- **HANTKEN, M. 1861:** Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. — *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **1**, 159.

- **HANTKEN, M. 1868:** Lábatlan vidékének földtani viszonyai. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* **4**, 48-56.
- **HAUBOLD, H., SCHOLGER, R., FRISCH, W., SUMMESBERGER, H. & MAURITSCH, H. J. 1999:** Reconstruction of the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps by means of paleomagnetism. — *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, **24/8**, 697-703.
- **HÁMORNÉ VIDÓ, M. 1988:** Magyarországi preneogén képződmények termikus érettsége. — *Kutatási jelentés a MOL Rt. megbízásából*, MOL adattár, 6p.
- **HÁMORNÉ VIDÓ, M. 2002:** A hazai szerves kőzettan első száz éve. — *Földtani Közlöny* **132/2**, 265-287.
- **HIPS, K. 2003:** Gutensteini Formáció a Szilicei-takaró Aggteleki-fáciesében. — *Földtani Közlöny* **133/4**, 445-468.
- **HOFMANN, K. 1884:** Jelentés 1883 nyarán Oszóny és Piszke között foganatosított földtani részletes felvételekről. — *Földtani Közlöny* **14**, 174-190.
- **HOPPÁR, M., KISS, G., NAGY SÁNDOR, S. & VOJNITS, A. 2006:** Van feltolódás a gerecsei Asszony-hegyen? – Újabb adatok az Asszony-hegy földtani felépítéséről. — *Terepgyakorlati jelentés, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, p48.
- **HORVÁTH, F. 1993:** Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226**, 333-357.
- **HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZALAY, Á. & ROYDEN, L. H. 1988:** Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. *In:* Royden, L. H. & Horváth, F. (szerk): The Pannonian Basin, a study in basin evolution. — *The American Association of Petroleum Geologists Memoir* **54**, 986-996.
- **HORVÁTH, F., BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, GY., SÍKHEGYI, F., SZAFIÁN, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L. & TÓTH, T., 2005:** A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Eurokonform térképsorozat és magyarázó. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 133-137.
- **HORUSITZKY, F. 1943:** A Budai-hegység hegyszerkezetének nagy egységei. — *Beszámoló a vitatésekről* **5**, 238-251.
- **IHAROSNÉ LACZÓ, I. (1982):** Magyarországi vitrinitreflexió adatok földtani értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, 417-437.
- **ISSLER, D.R., 1984:** Calculation of organic maturation levels for offshore eastern Canada – implications for general application of Lopatin's method. — *Canadian Journal of Earth Sciences* **21**, 477-488.

- **JÁMBOR, Á. 1980:** A Dunántúli-Középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 259p.
- **KARWEIL, J. 1955:** Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. — *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **107**, 132-139.
- **KÁZMÉR, M. 1987:** A Lower Cretaceous submarine fan sequence in the Gerecse Mts, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **27**, 101-116.
- **KÁZMÉR, M. 1988:** Lower Cretaceous facies zones in the Bakony unit of Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **28**, 161-168.
- **KERCSMÁR, ZS. 2004:** A tatabányai vöröskalcittelek szerkezetföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2002. évről*, 163-174.
- **KERCSMÁR, ZS. & FODOR, L. 2005:** Syn-sedimentary deformations in the Eocene Tatabánya Basin, Central Hungary. — *Geolines* **19**, 60-61.
- **KERCSMÁR, ZS., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006A:** Középső-eocén szerkezetalakulás és medencefejlődés a Dunántúli Paleogén Medence ÉK-i részén (Vértes-hegység). — *VIII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia absztraktkötet, Sepsiszentgyörgy*, 212-214.
- **KERCSMÁR, ZS., FODOR, L. & PÁLFALVI, S. 2006B:** Tectonic control and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basin (Vértes Hills, Central Hungary). — *Geolines* **20**, 64-66.
- **KIM, Y. S. 2000:** Damage structures and fault evolution around strike-slip faults. — *Doktori dolgozat, kézirat*, University of Southampton, 300p.
- **KIM, Y. S., PEACOCK, D.C. P. & SANDERSON, D. J. 2004:** Fault damage zones. — *Journal of Structural Geology* **26**, 503–517.
- **KISS, A. 1999:** A Porvai-medence szerkezetalakulása. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 91p.
- **KISS, K. 1996:** Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények szénhidrogénföldtani vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 96 p.
- **KISS, A. & FODOR, L. 2007:** Miocene dextral transpression along the Csesznek zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 465-475.

- **KISS, A. & GELLÉRT, B. 2000:** A cseszneki Várhegy-vonulat szerkezetalakulása. — *Ifjú Szakemberek Ankétja absztrakt-kötet XVII.*, Debrecen, 25.
- **KISS, A., GELLÉRT, B. & FODOR, L. 2001:** Structural history of the Porva basin in the northern Bakony Mts. (Western Hungary): implications for the mesozoic and tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **52/3**, 183-190.
- **KOLLMANN, H. A. 1968:** Zur Gleiderung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). — *Verhandlungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **1968**, 126-137.
- **KOPEK, G. 1980:** A Bakony-hegység ÉK-i részének eocénje. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **63/1**, 176p.
- **KOPEK, G., KECSKEMÉTI, T. & DUDICH, E. 1966:** A Dunántúli-Középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — *A Magyar Állami Földtani Évi Jelentése az 1964-es évről*, 249-264.
- **KORPÁS, L. 1981:** A Dunántúli-Középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **64**, 140p.
- **KORPÁS, L., FODOR, L., MAGYARI, Á., DÉNES, GY & ORAVECZ, J. 2002:** A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang 1998-1999/I-II.*, 57-93.
- **KOVÁČ, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., CSONTOS, L., SLACZKA, A., MARUNTEANU, M., MATENCO, L & MÁRTON, E. 1998:** Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. *In: Rakuš, M. (szerk):* Geodynamic developement of the Western Carpathian. — *GUDS Bratislava, Dionyz Stúr Publishers*, 198-217.
- **KOVÁCS, S. 1992:** Tethys „western ends” during the late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationship. — *Acta Geologica Hungarica* **35**, 329-369.
- **KOZUR, H. 1991:** New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. — *Jahrbuch den Geologischen Bundesanstalt* **134/2**, 217-297.
- **KOZUR, H. & MOCK, R. 1973:** Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slovakischen Karstes. — *Geologica Carpathica* **24**, 365-374.
- **KOZUR, H. & MOCK, R. 1985:** First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. — *Mineralia Slovaca* **27**, 301-307.

- **KOZUR, H. & RÉTI, ZS. 1986:** The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in North Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **5**, 284-292.
- **KRIVÁN, B. 1989:** A Lower Cretaceous flysch sequence in the Gerecse Mts. (Hungary) – In.: Kázmér M. (szerk): *Abstracts of 10th meeting of IAS*, 271-272.
- **KRIVÁN B. & PÉRÓ CS. 1989:** A bersek-hegyi bánya üledékföldtani szelvényezése. – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet Adattár*, 15p.
- **KUHLEMAN, J., KÁZMÉR, M., FRISCH, W. & DUNKL, I. 1997:** Sedimentspeicherung in zirkumorogenen Becken der Ostalpen: Steuerungsfaktoren und zeitlicher Verlauf der Erosion. — *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **2**, 74-75.
- **LANTOS, Z. 1997:** Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). — *Földtani Közlöny* **127/3-4**, 291-320.
- **LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETHING, S. A. P. L. 2002:** Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 29-40.
- **LIFFA, A. 1907:** Geologiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1906. évről*, 148-171.
- **LINZER, H. G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. 1995:** Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-belt of the Northern Calcareous Alps. — *Tectonophysics* **242**, 41-61.
- **LINZER, H. G., MOSER, F., NEMES, F., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. 1997:** Build-up and dismembering of the eastern Northern Calcareous Alps. — *Tectonophysics* **272**, 97-124.
- **LOPATIN, N. V. 1971:** Temperature and geologic time as factors in coalification. — *Akademiya Nauk SSSR Izvestiya Seriya Geologicheskaya* **3**, 95-106.
- **MAGYARI, Á. 1994:** Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. — *Földtani Közlöny* **124/1**, 89-107.
- **MAGYARI, Á. 1998:** Törökugrató: késő-eocén szinszediment pozitív virágszerkezet a Budai-hegység DNy-i peremén. — *Földtani Közlöny* **128/4**, 555-572.
- **MANDL, G. 1987:** Tectonic deformation by rotating parallel faults: the „bookshelf” mechanism. — *Tectonophysics* **141**, 277-316.
- **MANDL, G. W. 1999:** Triassic facies polarity and palinspastic reconstruction of the Juvavicum in the Northern Calcareous Alps. — *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten Serie A* **52**, 180-181.

- **MANDL, G. 2000:** The Alpine sector of the Tethyan shelf – examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **92**, 61-77.
- **MAROS, GY. 1988:** A Vértességségi Vitézy-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 295-309.
- **MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W. 1980:** Paleomagnetic result from the Eastern Alps and their comparison with data from the Southern Alps and the Carpathians. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **73**, 5-13.
- **MÁRTON, E. 1984:** A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnessége. — *Magyar Geofizika* **25**, 48-56.
- **MÁRTON, E. 1986:** Paleomagnetism and igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* **32**, 83-145.
- **MÁRTON, E. 1990:** Kinematics of the principal tectonic units of Hungary from paleomagnetic observations. — *Acta Geodetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **25**, 387-397.
- **MÁRTON, E. 1993:** The itinerary of the Transdanubian Central Range: an assessment of relevant paleomagnetic observations. — *Acta Geologica Hungarica* **37/1-2**, 135-151.
- **MÁRTON, E. 1998:** The bending model of the Transdanubian Central Range (Hungary) in the light of Triassic paleomagnetic data. — *Geophysical Journal International* **134**, 625-633.
- **MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003:** Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201-224.
- **MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1983:** A refined apparent polar wander curve for the transdanubian central mountains and its bearing on the mediterranean tectonic history. — *Tectonophysics* **98**, 43-57.
- **MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1989:** A compilation of paleomagnetic results from Hungary. — *Geophysical Transactions* **35/1-2**, 117-133.
- **MINDSZENTY, A., CSOMA, A., TÖRÖK, Á., HIPS, K. & HERTELENDI, E. 2000:** Flexura jellegű deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. — *Földtani Közlemény* **131/1-2**, 107-152.
- **MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & MÁTÉFI-STEFLE, M. 1994:** Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba basin (South Bakony, Hungary) – The

- anomaly of a multiple regional unconformity. — *Abstracts IAS 15th Regional Meeting*, Ischia, Italy, 285.
- **MORROW, D. W. & ISSLER, D. R., 1993:** Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories: A comparison of some methods: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **77/4**, 610-624.
 - **NAGY, I. Z. 1968:** Alsóbarrémi korú Ancyloceras és Stomohamites (Cephalopoda, Ammonoidea). — *Földtani Közöny* **98/2**, 282-284.
 - **NAGY, I. Z. 1969A:** Pulchellidák (Cephalopoda, Ammonoidea) a gerecsei alsó-krétából. — *Földtani Közöny* **99**, 206-210.
 - **NAGY, I. Z. 1969B:** Őslénytani adatok a gerecsei alsó-krétából. — *Földtani Közöny* **99**, 211-214.
 - **NAGY, G. 1982:** A Pilis hegység ÉNy-i részének szerkezetföldtani sajátosságai és a Lencse hegyi karsztvízvédőlelem. — *Földtani Közöny* **112**, 129-142.
 - **NEUBAUER, F. 1987:** The Gurktal thrust system within the Austroalpine region – Some structural and geological aspects. — *In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (szerk): Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke, Wien, 226-236.
 - **NEUBAUER, F., DALLMEYER, D. R., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. 1995:** Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. — *Tectonophysics* **242**, 79-98.
 - **NEUBAUER, F., GESNER, J. & HANDLER, R. 1999:** The Eastern Alps: result of a two-stage collision process. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **92**, 117-134.
 - **NICHOLSON, C., SEEGER, L., WILLIAMS, P. & SYKES, L. R. 1986:** Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. — *Tectonics* **5**, 629-648.
 - **NUR, A., RON, H. & SCOTTI, O. 1986:** Fault mechanics and the kinematics of block rotations. — *Geology* **14**, 746-749.
 - **OBERLIN, A., BOULMIER, J. L., & VILLEY, M. 1980:** Electron microscopic study of kerogen microtexture: Selected criteria for determining the evolution path and evolution stage of kerogen. — *In: DURAND, B. (szerk): Kerogen-insoluble organic matter from sedimentary rocks*, Editions Technip, Paris, 191-241.
 - **ORI, G. G., & FRIEND, P. F. 1984:** Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. — *Geology* **12**, 475-478.

- **ORTNER, H., REITER, F. & ACS, P. 2002:** Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB and TectonicFP for Windows. — *Computer & Geosciences* **28/10**, 1193-1200.
- **UDIN, J. L. & PICARD, P. F. 1982:** Genesis of hydrocarbon in the Mahakam Delta and the relationship between their distribution and the overpressured zones. — *Proceedings of the Indonesian Petroleum Association, 11th Annual Convention* **1**, 181-202.
- **PALOTÁS, K. 1991:** Üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatok a Tétényi-fennsík szarmatában. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 103p.
- **PÁVAI VAJNA, F. 1934:** Új kőzetelőfordulások a Gellérthegy és új szerkezeti formák a budai hegységekben. — *Földtani Közlemények* **64/1-3**, 1-11.
- **PETRIK, A. 2008:** A Felsővadácsi Breccsa klasztjainak orientációs vizsgálata. — *Modern Geográfia* **2008/1**, 1-19.
- **PILLER, W. E. & ERHART, C. W. 2004 (szerk):** Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 – sedimentäre Schichtfolgen. — *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- **PIROS, O. 1986:** Fácies és mikrofácies vizsgálatok az Aggtelek-Rudabányai-hegység területén. — *Doktori dolgozat, kézirat*, KLTE, Debrecen, 80p.
- **PIROS, O. 2002:** Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45/2**, 119-151.
- **POBER, E. & FAUPL, P. 1988:** The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geologische Rundschau* **77**, 641-670.
- **POCSAI, T. 2003:** A Tatai Mész-kő Formáció bázisképződményeinek vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 90p.
- **POCSAI, T. & CSONTOS, L. 2006:** Late Aptian-Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geologica Carpathica* **57/1**, 15-27.
- **POSGAY, K., ALBU, I., MAYEROVÁ, M., NAKLÁDOVÁ, Z., IBRMAJER, I., BLIZKOVSKY, M., ARIC, K., & GUTDEUTSCH, R. 1991:** Contour map of Mohorovicic discontinuity beneath Central Europe. — *Geophysical Transactions* **36**, 7-13.
- **PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1991:** Analysis of geological structures. —

Cambridge University Press, Cambridge, 2nd edition, 502p.

- **RATSCHBACHER, L. 1986:** Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. — *Tectonophysics* **125**, 335-356.
- **RATSCHBACHER, L. 1987:** Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. — In: Flügel, W. & Faupl, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke, Wien, 237-243.
- **RATSCHBACHER, L., NEURAUER, F. 1989:** West-directed décollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. — In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (eds): *Alpine Tectonics*. — *Geological Society Special Publication* **45**, 243-262.
- **ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A., & STEGANA, L. 1983:** Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2**, 91-137.
- **RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E. & DUNAI, T. J. 2005:** Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157-172.
- **SASVÁRI, Á. 2003:** A bakonyi Telegdi Roth-vonal mikrotektonikai vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 109p.
- **SASVÁRI, Á. 2008A:** Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Magas-Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* **138/4**, 383-400.
- **SASVÁRI, Á. 2008B:** A Magas-Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 445-468.
- **SASVÁRI, Á. 2009A:** Egy különleges kőzetmozgási alakulat értelmezése – nyíráshoz kapcsolható szerkezetek a gerecsei Ördöggáti-kőfejtőben. — *A kézirat a Földtani Közlöny részére elküldve*.
- **SASVÁRI, Á., CSONTOS, L. & PALOTAI, M. 2009:** Szerkezetgeológiai megfigyelések a gerecsei Tölgyháti-kőfejtőben. — *Földtani Közlöny* **139/1**, 55-66.
- **SASVÁRI, Á., KISS, A. & CSONTOS, L. 2007:** Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mountains, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58**, 477-486.

- **SCHAFARZIK, F. 1884:** Jelentés az 1883. nyarán a Pilis hegységben eszközölt földtani részletes felvételtől. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1883-ról*, 249-272.
- **SCHLAGINTWEIT, F. (1990A):** Microfaunistic investigations of Hungarian urgonian limestones (Barremian-Albian). — *Acta Geologica Hungarica* **33/1-4**, 3-12.
- **SCHLAGINTWEIT, F. (1990B):** Allochthonous Urgonian limestones of the Northern Calcareous Alps: facies and palaeogeographic framework within the Alpine orogeny. — *Cretaceous Research* **11**, 261-272.
- **SCHMID, S., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008:** The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1**, 139-183.
- **SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. 1997:** Structural evolution of the central Northern calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. — *Eclogae Geologicae Helveticae* **90**, 303-323.
- **SIMPSON, C. & SCHMIDT, S. 1983:** An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. — *Geological Society of America Bulletin* **94**, 1281-1288.
- **SOMOGYI, K. 1914:** A gerecsei neokom. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **22**, 277-342.
- **SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993:** Fault-striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. — *Computers & Geosciences* **19/9**, 1361-1388.
- **STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. 2002:** A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. — *Earth and Planetary Science Letters* **196/1**, 17-33.
- **SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A. K. 1990:** Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. — *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **74**, 1559-1570.
- **SZENTES, F. (1934):** Hegyszerkezeti megfigyelések a budai Nagy-Kévély környékén. — *Földtani Közöny* **64/1-3**, 283-296.
- **SZÓTS, E. 1956:** Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **9**, 320p.

- **SZTANÓ, O. 1988:** A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat üledékföldtani vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 74p.
- **SZTANÓ, O. 1990A:** Durvatörmelék üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 337-360.
- **SZTANÓ, O. 1990B:** Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **7**, 431-446.
- **SZTANÓ, O. 1991:** Submarine fan deposits of Late Aptian-Early Albian. Stp 2. Lábatlan. — *In.: TÖRÖK, Á. (szerk): Programmes, abstracts and guidebook for 1st International meeting of young geologists, Budapest. Excursion C.*, 213-220.
- **SZTANÓ, O. & BÁLDI-BEKE, M. 1992:** New data proven late Aptian – Early Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae sectio geologica* **29**, 155-164.
- **SZTANÓ, O. & FODOR, L. 1997:** Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: a felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. — *Földtani Közlemény* **127/3-4**, 267-290.
- **TARI, G. 1991:** Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93-108.
- **TARI, G. 1994:** Alpine tectonics of the Pannonian Basin. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Rice University, Houston, Texas, 489p.
- **TARI, G. 1995:** Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. *In: HORVÁTH F., TARI G. & BOKOR CS. (szerk): Extensional collapse of the Alpine orogene any Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. — AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6, Hungary*, 133-155.
- **TARI, G & HORVÁTH, F. 1995:** Middle Miocene extensional collapse in the Alpine-Pannonian transition zone. *In: HORVÁTH F., TARI G. & BOKOR CS. (szerk): Extensional collapse of the Alpine orogene any Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. — AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6, Hungary*, 75-101.

- **TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992:** Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203-219.
- **TAYLOR, G. H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C. F. K., LITKE, R. & ROBERT, P. 1998:** Organic petrology. — *Gebrüder Borntraeger*, Berlin, 704p.
- **TISSOT, B. 1969:** Premières données sur les mécanismes de la cinétique de la formation de pétrole dans les sédiments. Simulation d'un schéma réactionnelle sur ordinateur. — *Revue de l'Institut française du Pétrole* **24**, 470-501.
- **TISSOT, B. 2003:** Preliminary data on the mechanism and kinetics of the formation of petroleum in sediments. Computer simulation of a reaction flowsheet. — *Oil and Gas Science and Technology* **58/2**, 183-202.
- **TISSOT, B. & ESPITALIÉ, J. 1975:** L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique. — *Revue de l'Institut française du Pétrole* **30**, 743-777.
- **TISSOT, B. P., & WELTE, D. H., 1984:** Petroleum formation and occurrence (2nd edition). — *Berlin, Springer-Verlag*, 699 p.
- **TOLLMANN, A. 1976:** Der Bau der Nördliche Kalkalpen. — *Franz Deuticke, Wien*, 256p.
- **TÜNYI, I. & MÁRTON, E. 1996:** Indications for large Tertiary rotation in the Carpathian – Northern Pannonian region outside the North Hungarian Paleogene Basin. — *Geologica Carpathica* **47**, 43-49.
- **VASKÓÉ DÁVID, K. 1988:** Studies on chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreland. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 241-261.
- **VIALON, P., RUHLAND, M. & BRUN, J. P. 1976:** Rolling structures at large shear strain. — *Journal of Structural Geology* **9/5-6**, 691-704.
- **VICZIÁN, I. 1995:** Clay mineralogy of Jurassic carbonate rocks, Central Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **38/3**, 251-268.
- **VICZIÁN, I. & PÁLFFY-KOVÁCS, P. 1997:** Regularly mixed-layer 14Å clay minerals in marls of a lower Cretaceous clastic sequence, Gerecse Mts., Hungary. — *Geologica Carpathica Series Clays* **6/2**, 97-105.
- **VÍGH, G. 1984:** Néhány bakonyi (titon) és gerecsei (titon-berriázi) lelőhely ammonitesfaunájának biosztratigráfiai értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **67**, 210 pp.

- **VÍGH, GY. 1925:** Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1920-23-as évekről*, 60-68.
- **VÍGH, F. & SZENTES, F. 1952:** A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai különös tekintettel a kasztvízveszély elleni védekezésre. — *Bányászati Lapok* **11**, 588-600.
- **WAGREICH, M. 2001:** A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian – Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. — *Terra Nova* **13/6**, 401-406.
- **WAGREICH, M. 2003:** A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **92**, 79-94.
- **WAGREICH, M., FAUPL, P. & SCHLAGINTWEIT, F. 1995:** Heavy minerals from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria): Further evidence for an intra-austroalpine suture zone. — *Geologica Carpathica* **46/4**, 197-204.
- **WAPLES, D. W. 1980:** Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. — *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **64/6**, 916-926.
- **WEIN, GY. 1977:** A Budai-hegység tektonikája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 76p.
- **WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. 1982:** Modes of extensional tectonics. — *Journal of Structural Geology* **4**, 105-115.
- **WOLETZ, G. 1963:** Charakteristische Abfolge der Schwermineraliengehalte in Kreide- und Altriassischen der Nördliche Kalkalpen. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **106**, 89-119.
- **YAMAJI, A. 2000:** The multiple inversion method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. — *Journal of Structural Geology* **22**, 441-452.
- **ZACHER, W. 1966:** Die kalkalpinen Kreideablagerung in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historischen Geologie* **6**, 213-228.

FÜGGELÉKEK

Feltárás	EOV		WGS84	
	X	Y	Kelet	Nyugat
Bersek-hegy, nyugati bányarész 3. udvara	610361	264325	18,5191	47,7215
Bersek-hegy, csillesor	610502	264421	18,5210	47,7224
Dachsteini-kőfejtő	609081	263465	18,5021	47,7137
Hajós-árok, nyugat	607553	262898	18,4818	47,7085
Hajós-árok, kelet	608369	262952	18,4927	47,7091
Hajós-árok, középső rész	607887	262993	18,4863	47,7094
Kis-Gerecse, kőfejtő	608457	260719	18,4941	47,6890
Kis-Gerecse, nyugati udvar	608444	260764	18,4939	47,6894
Kőszőrűkőbánya	609430	266862	18,5065	47,7443
Nagy-Pisznice, Kisgerecsei Márga-feltárás	608489	261952	18,4944	47,7001
Nagy-Pisznice, keleti udvar	608760	261815	18,4980	47,6989
Nagy-Pisznice, nyugati udvar	608294	261913	18,4918	47,6997
Nyagda-völgy, észak	608622	264607	18,4959	47,7240
Ördögáti-kőfejtő	609333	264388	18,5054	47,7220
Tardos, Bánya-hegy	606742	257637	18,4715	47,6611
Tölgyháti-kőfejtő	609894	264474	18,5129	47,7228

I. **függelék:** A legfontosabb, a dolgozatban is említett feltárások koordinátája EOV és földrajzi koordinátarendszerben, WGS84 ellipszoidon.

Időrendszertani egység	Litonóm kód	Sűrűség	Kiszűrt porózitás	Minimális porózitás	Maximális összenyomhatóság		Aggregátióm	Grés faktor	Hubber faktor	Hővezetőképesség 20°C-on		Hővezetőképesség 100°C-on		Hőkapacitás 20°C-on		Hőkapacitás 100°C-		Permeabilitás 5% porózitásonál		Permeabilitás 75% porózitásonál		Permeabilitás anizotrópia faktora		Hővezetőképesség anizotrópia faktora		
					10 ⁻³ kPa	10,00				0,00	0,02	0,30	W / m / K	2,97	2,64	kcal / kg / K	0,19	0,22	log mD	log	log	log				
Negyedidőszak	SANDsily	2664,00	0,46	0,05	12000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,97	2,64	0,19	0,22	0,00	8,00	1,20	1,20									
Pannon	SILTshaly	2675,00	0,58	0,05	15000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,09	1,98	0,20	0,25	-5,15	-0,30	2,20	1,40									
Miocén	SANDcalc	2675,00	0,42	0,05	6000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	3,00	2,59	0,18	0,21	-2,50	8,50	1,10	1,10									
Szarmata	LIMEsandy	2695,00	0,45	0,05	7000,00	20,00	0,00	0,02	0,30	2,93	2,62	0,19	0,22	-4,25	13,25	1,20	1,10									
Bádeni	LIMEsandy	2695,00	0,45	0,05	7000,00	20,00	0,00	0,02	0,30	2,93	2,62	0,19	0,22	-4,25	13,25	1,20	1,10									
Kárpáti	SILTshaly	2675,00	0,58	0,05	15000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,09	1,98	0,20	0,25	-5,15	-0,30	2,20	1,40									
Oligocén	SANDcong	2663,00	0,35	0,05	3300,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,93	2,63	0,18	0,22	0,00	7,00	1,10	1,10									
Eocén	LIMESTONE	2710,00	0,24	0,05	1500,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,56	0,20	0,22	-4,25	13,25	1,10	1,10									
Polányi Márga	LIMEmary	2707,00	0,33	0,05	3000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,41	0,20	0,24	-4,25	13,25	1,20	1,10									
Ugodi Mészük	LIMEcarb	2696,00	0,46	0,05	4200,00	25,00	0,00	0,02	0,30	2,37	2,13	0,20	0,23	-4,00	13,00	1,20	1,10									
Jákó Márga	LIMEmary	2707,00	0,33	0,05	3000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,41	0,20	0,24	-4,25	13,25	1,20	1,10									
Csahbányai Formáció	SHALEcarb	2655,00	0,62	0,05	45000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	1,50	1,43	0,21	0,26	-5,50	-1,00	2,10	1,40									
Alkai Formáció	COAL	1680,00	0,52	0,05	130000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	0,50	0,46	0,20	0,25	-5,50	-1,00	1,50	1,10									
Halimbai Bauzit	SHALEcarb	2655,00	0,62	0,05	45000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	1,50	1,43	0,21	0,26	-5,50	-1,00	2,10	1,40									
Pénzeskői Márga	LIMEmary	2707,00	0,33	0,05	3000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,41	0,20	0,24	-4,25	13,25	1,20	1,10									
Zirci Mészük	LIMESTONE	2710,00	0,24	0,05	1500,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,56	0,20	0,22	-4,25	13,25	1,10	1,10									
Tési Aggymárga	SHALEst	2677,00	0,62	0,05	25000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,05	1,94	0,21	0,25	-5,35	-0,70	2,30	1,40									
Alsóperei Bauzit	SHALE	2680,00	0,65	0,05	60000,00	10,00	0,00	0,02	0,30	1,98	1,91	0,21	0,26	-5,50	-1,00	2,50	1,50									
Kőmvei Mészük	LIMESTONE	2710,00	0,24	0,05	1500,00	10,00	0,00	0,02	0,30	2,63	2,56	0,20	0,22	-4,25	13,25	1,10	1,10									

II. függelék: A történelmi modellezésben felhasznált állandók.

II. függelék: A hőtörténeli modellezésben használt állandók.

Fúrásnév	Terület	Képződményvastagság (m)			TTI-index
		Pannon	Szarmata	Bádeni	
Ajka-180	Felszín	0	0	0	0,00
Budakeszi-2	Felszín	0	0	0	0,00
Budaörs-1	Felszín	0	0	0	0,00
Csabrendek-2	Felszín	0	0	0	0,00
Gyepükaján-7	Felszín	2	0	0	0,00
HU-002145	Győri-medence	1500	0	779	3,17
HU-002203	Zalai-medence	2544	344	932	168,00
HU-002245	Győri-medence	963	62	418	0,64
HU-002415	Zalai-medence	672	28	24	0,30
HU-003410	Győri-medence	2475	0	315	10,52
HU-003416	Győri-medence	1745	0	475	2,86
HU-005348	Zalai-medence	2004	26	151	3,60
HU-005443	Zalai-medence	2106	32	112	4,40
HU-005533	Zalai-medence	1874	36	315	3,90
HU-005582	Zalai-medence	2148	74	150	5,60
HU-005632	Zalai-medence	1891	29	132	2,60
HU-005645	Zalai-medence	1878	51	317	4,14
HU-005719	Zalai-medence	1456	68	116	1,04
HU-005748	Zalai-medence	1870	56	300	3,81
HU-005748	Zalai-medence	1870	56	300	3,81
HU-005750	Zalai-medence	1820	66	246	3,00
HU-005750	Zalai-medence	1820	66	246	3,00
HU-005754	Zalai-medence	1850	52	248	3,25
HU-005757	Zalai-medence	1835	58	281	3,35
HU-005767	Zalai-medence	1917	41	217	3,38
HU-005770	Zalai-medence	1797	38	193	2,51
HU-005772	Zalai-medence	1924	31	166	3,02
HU-005778	Zalai-medence	1560	45	185	1,43
HU-005779	Zalai-medence	1546	53	196	1,45
HU-005780	Zalai-medence	1871	41	261	3,32
HU-005802	Zalai-medence	1520	30	225	1,39
HU-005813	Zalai-medence	1870	30	100	2,38
HU-005849	Zalai-medence	1817	23	38	1,70
HU-005885	Zalai-medence	2096	34	107	4,20
HU-005895	Zalai-medence	1985	30	140	3,24
HU-005901	Zalai-medence	2029	27	139	3,81
HU-006033	Zalai-medence	2745	0	0	16,00
HU-006424	Zalai-medence	2565	95	135	17,36

Fúrásnév	Terület	Képződménylvastagság (m)			TTI-index
		Pannon	Szarmata	Bádeni	
HU-006511	Zalai-medence	2434	102	265	17,17
HU-006516	Zalai-medence	2433	102	196	14,88
HU-006782	Zalai-medence	1653	19	64	1,30
HU-007007	Zalai-medence	2725	213	832	190,78
HU-007024	Zalai-medence	2515	88	170	16,27
HU-007027	Zalai-medence	2315	85	73	7,78
HU-007039	Zalai-medence	2297	48	110	7,32
HU-007040	Zalai-medence	2294	46	99	6,93
HU-007040	Zalai-medence	2294	46	99	6,93
HU-007046	Zalai-medence	2478	75	108	12,47
HU-007047	Zalai-medence	2375	59	141	9,90
HU-007047	Zalai-medence	2375	59	141	9,90
HU-007049	Zalai-medence	2490	56	89	11,80
HU-007849	Győri-medence	1410	0	410	1,22
HU-007903	Zalai-medence	2389	63	80	8,95
HU-007903	Zalai-medence	2389	63	80	8,95
HU-007906	Zalai-medence	1486	895	194	7,98
HU-007934	Zalai-medence	291	0	0	0,22
HU-008072	Zalai-medence	3054	0	0	37,09
HU-008184	Felszín	0	0	0	0,00
HU-TRK-000088	Felszín	0	0	0	0,00
HU-TRK-000098	Felszín	0	0	0	0,00
HU-XXX-000068	Felszín	55	0	0	0,00
HU-XXX-001128	Felszín	0	41	37	0,00
Magyarpolány-38	Felszín	8	0	0	0,00
Magyarpolány-40	Felszín	1	0	0	0,00
Magyarpolány-41	Felszín	18	0	0	0,00
Magyarpolány-42	Felszín	4	0	0	0,00
Szomor-6	Felszín	0	0	0	0,00
Vérhalom-1	Felszín	0	0	0	0,00
III. függelék: A korrigált vitrinireflexiós értékek előállításához felhasznált bádeni-recens hőtörténeti járulékok fúrásoként.					

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,48	4,23	22	0,07	0,00	0,00	4,23	0,48
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,50	4,93	51	0,08	0,01	0,00	4,93	0,50
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	26	0,06	0,00	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	36	0,07	0,00	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	54	0,09	0,01	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	27	0,08	0,01	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	38	0,07	0,00	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,51	5,30	27	0,07	0,00	0,00	5,30	0,51
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,52	5,70	41	0,07	0,00	0,00	5,70	0,52
Balatoncsicsó	0	Veszprémi Márga	0,52	5,70	55	0,07	0,00	0,00	5,70	0,52
Budakeszi-2	245	T3	0,36	1,45	20	-	-	0,00	1,45	0,36
Budaörs-1	101	T3	0,25	0,37	5	-	-	0,00	0,37	0,25
Budaörs-1	102	T2	0,20	0,16	10	0,01	0,00	0,00	0,16	0,20
Budaörs-1	310	T2	0,25	0,37	15	-	-	0,00	0,37	0,25
Budaörs-1	472	T2	0,33	1,05	30	-	-	0,00	1,05	0,33
Budaörs-1	495	T2	0,27	0,50	20	-	-	0,00	0,50	0,27
Budaörs-1	944	T2	0,40	2,15	18	-	-	0,00	2,15	0,40
Budaörs-1	982	T2	0,38	1,78	16	-	-	0,00	1,78	0,38
Budaörs-1	1032	T2	0,34	1,17	11	-	-	0,00	1,17	0,34
Budaörs-1	1084	T2	0,35	1,31	20	-	-	0,00	1,31	0,35
Gellért-hegy	0	Földolomit	0,36	1,45	-	-	-	0,00	1,45	0,36
Gellért-hegy	0	Földolomit	0,36	1,45	-	-	-	0,00	1,45	0,36
Csővár, köfeytő	0	T3	0,26	0,43	21	-	-	0,00	0,43	0,26
Csővár, köfeytő	0	T3	0,39	1,96	38	-	-	0,00	1,96	0,39

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-002203	3419	Aszfófsi Dolomit	1,04	75,04	10	0,16	0,07	168,00	-	-
HU-002203	3420	Aszfófsi Dolomit	0,78	25,75	-	-	-	168,00	-	-
HU-002203	3580	Aszfófsi Dolomit	0,94	51,53	-	-	-	168,00	-	-
HU-002203	3625	Aszfófsi Dolomit	1,12	98,85	-	-	-	168,00	-	-
HU-002203	3631	Aszfófsi Dolomit	1,12	98,85	100	0,07	0,00	168,00	-	-
HU-002203	3668	Aszfófsi Dolomit	1,12	98,85	-	-	-	168,00	-	-
HU-002203	3669	Aszfófsi Dolomit	1,26	153,18	-	-	-	168,00	-	-
HU-002203	3825	Aszfófsi Dolomit	1,37	209,10	-	-	-	168,00	41,10	0,88
HU-002203	3830	Aszfófsi Dolomit	1,37	209,10	-	-	-	168,00	41,10	0,88
HU-002415	1871	Veszprémi Márga	1,00	64,86	41	0,09	0,01	0,30	64,56	1,00
HU-003410	3040	Veszprémi Márga	2,19	1377,99	-	-	-	10,52	1367,47	2,19
HU-003410	3163	Veszprémi Márga	2,19	1377,99	10	0,25	0,37	10,52	1367,47	2,19
HU-003415	2889	Földolomit	2,10	1125,60	-	-	-	2,86	1122,74	2,10
HU-003415	3062	Veszprémi Márga	2,10	1125,60	-	-	-	2,86	1122,74	2,10
HU-003416	3145	Veszprémi Márga	0,55	7,02	24	-	-	2,86	4,16	0,48
HU-005443	2358	Rezi	0,58	8,56	19	0,09	0,01	4,40	4,16	0,48
HU-005533	2542	Kösseni	0,61	10,32	34	0,10	0,01	3,90	6,42	0,54
HU-005632	3928	Veszprémi Márga	0,65	13,07	34	0,10	0,01	2,60	10,47	0,61
HU-005748	2442	Kösseni	0,90	43,84	6	-	-	3,80	40,04	0,88
HU-005748	2451	Kösseni	0,84	33,92	12	-	-	3,80	30,12	0,81
HU-005748	2538	Kösseni	0,78	25,75	16	-	-	3,80	21,95	0,75
HU-005748	2541	Kösseni	0,52	5,70	100	0,04	0,00	3,80	1,90	0,39
HU-005750	2650	Kösseni	1,58	355,35	-	-	-	3,80	351,55	1,58
HU-005778	2720	Földolomit	0,58	8,56	-	-	-	1,43	7,13	0,55

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-005849	3160	Kösseni	0,83	32,44	18	-	-	1,70	30,74	0,82
HU-005885	2494	Kösseni	0,66	13,84	36	0,07	0,00	4,20	9,64	0,60
HU-005885	2502	Kösseni	0,64	12,34	22	0,08	0,01	4,20	8,14	0,57
HU-005885	2519	Kösseni	0,66	13,84	26	0,07	0,00	4,20	9,64	0,60
HU-005885	2598	Földolomit	0,70	17,22	31	0,10	0,01	4,20	13,02	0,65
HU-006033	3026	Földolomit	0,67	14,63	5	0,01	0,00	16,00	-	-
HU-006782	2595	Földolomit	1,01	67,31	104	0,13	0,03	1,30	66,01	1,00
HU-007040	2825	Kösseni	0,66	13,84	37	0,07	0,00	6,93	6,91	0,55
HU-007040	2825	Kösseni	0,72	19,12	64	0,09	0,01	6,93	12,19	0,64
HU-007040	2861	Kösseni	1,00	64,86	38	0,08	0,01	6,93	57,93	0,97
HU-007046	3320	Kösseni	0,71	18,15	16	0,13	0,03	12,47	5,68	0,52
HU-007046	3321	Kösseni	0,85	35,44	-	-	-	12,47	22,97	0,76
HU-007046	3327	Kösseni	1,33	187,28	-	-	-	12,47	174,81	1,31
HU-007047	3769	Kösseni	1,62	389,97	-	-	-	9,90	380,07	1,61
HU-007047	3792	Kösseni	2,26	1603,70	-	-	-	9,90	1593,80	2,26
HU-007047	3969	Kösseni	1,89	691,76	-	-	-	9,90	681,86	1,88
HU-007047	3985	Kösseni	1,55	330,90	-	-	-	9,90	321,00	1,54
HU-007049	3309	Kösseni	1,08	86,35	69	-	-	11,80	74,55	1,04
HU-007049	3314	Kösseni	0,90	43,84	16	-	-	11,80	32,04	0,83
HU-007049	3320	Kösseni	1,46	264,91	-	-	-	11,80	253,11	1,44
HU-007049	3339	Kösseni	1,19	123,85	72	-	-	11,80	112,05	1,16
HU-007049	3343	Kösseni	1,03	72,40	20	-	-	11,80	60,60	0,98
HU-007049	3343	Kösseni	1,22	135,86	84	-	-	11,80	124,06	1,19
HU-007049	3343	Kösseni	1,30	172,05	-	-	-	11,80	160,25	1,28

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-007903	2553	Kösseni	1,00	64,86	16	1,07	83,41	8,95	55,91	0,96
HU-007903	2558	Kösseni	0,99	62,48	30	-	-	8,95	53,53	0,95
HU-007903	2558	Kösseni	1,00	64,86	28	0,99	62,48	8,95	55,91	0,96
HU-007903	2600	Kösseni	1,40	226,64	-	-	-	8,95	217,69	1,38
HU-007906	3265	Dachsteini	1,00	64,86	8	-	-	7,98	56,88	0,97
HU-007906	3314	Kösseni	1,00	64,86	5	-	-	0,22	64,64	1,00
HU-007934	383	Kösseni	0,57	8,02	45	-	-	0,22	7,80	0,57
HU-007934	417	Kösseni	0,74	21,17	18	-	-	0,22	20,95	0,74
HU-007934	585	Kösseni	1,12	98,85	7	-	-	0,22	98,63	1,12
HU-007934	795	Kösseni	0,99	62,48	35	-	-	0,22	62,26	0,99
HU-008184	2298	Veszprémi Márga	0,58	8,56	23	0,08	0,01	0,00	8,56	0,58
HU-008184	2298	Veszprémi Márga	0,58	8,56	60	0,09	0,01	0,00	8,56	0,58
HU-TRK-000088	55	Kösseni	0,32	0,94	9	-	-	0,00	0,94	0,32
HU-TRK-000088	55	Kösseni	0,36	1,45	11	0,04	0,00	0,00	1,45	0,36
HU-TRK-000088	92	Kösseni	0,32	0,94	-	-	-	0,00	0,94	0,32
HU-TRK-000088	95	Kösseni	0,34	1,12	5	0,04	0,00	0,00	1,12	0,34
HU-TRK-000088	105	Kösseni	0,27	0,52	7	0,03	0,00	0,00	0,52	0,27
HU-TRK-000088	114	Kösseni	0,33	1,00	8	0,06	0,00	0,00	1,00	0,33
HU-TRK-000088	132	Kösseni	0,33	1,05	14	0,06	0,00	0,00	1,05	0,33
HU-TRK-000088	139	Kösseni	0,27	0,51	21	0,08	0,01	0,00	0,51	0,27
HU-TRK-000088	144	Kösseni	0,39	1,88	12	0,04	0,00	0,00	1,88	0,39
HU-TRK-000088	146	Kösseni	0,31	0,82	9	0,05	0,00	0,00	0,82	0,31
HU-TRK-000088	149	Kösseni	0,77	24,54	17	0,07	0,00	0,00	24,54	0,77
HU-TRK-000088	150	Kösseni	0,31	0,85	2	0,06	0,00	0,00	0,85	0,31

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI- index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-TRK-000088	152	Kösseni	0,33	1,10	15	0,05	0,00	0,00	1,10	0,33
HU-TRK-000088	155	Kösseni	0,28	0,53	16	0,03	0,00	0,00	0,53	0,28
HU-TRK-000088	168	Kösseni	0,32	0,95	6	0,06	0,00	0,00	0,95	0,32
HU-TRK-000088	170	Kösseni	0,35	1,36	21	0,06	0,00	0,00	1,36	0,35
HU-TRK-000088	176	Kösseni	0,31	0,84	9	0,05	0,00	0,00	0,84	0,31
HU-TRK-000088	178	Kösseni	0,72	19,12	13	0,07	0,00	0,00	19,12	0,72
HU-TRK-000088	179	Kösseni	0,36	1,42	10	0,09	0,01	0,00	1,42	0,36
HU-TRK-000088	186	Kösseni	0,33	1,10	12	0,08	0,01	0,00	1,10	0,33
HU-TRK-000088	191	Kösseni	0,35	1,24	9	0,06	0,00	0,00	1,24	0,35
HU-TRK-000088	201	Kösseni	0,29	0,66	8	0,05	0,00	0,00	0,66	0,29
HU-TRK-000088	203	Kösseni	0,30	0,75	30	0,06	0,00	0,00	0,75	0,30
HU-TRK-000088	208	Kösseni	0,31	0,83	10	0,05	0,00	0,00	0,83	0,31
HU-TRK-000088	210	Kösseni	0,70	17,22	19	0,07	0,00	0,00	17,22	0,70
HU-TRK-000088	212	Kösseni	0,31	0,86	5	0,08	0,01	0,00	0,86	0,31
HU-TRK-000088	213	Kösseni	0,31	0,86	30	0,05	0,00	0,00	0,86	0,31
HU-TRK-000088	215	Kösseni	0,29	0,67	9	0,05	0,00	0,00	0,67	0,29
HU-TRK-000088	215	Kösseni	0,29	0,68	3	0,03	0,00	0,00	0,68	0,29
HU-TRK-000088	225	Kösseni	0,29	0,67	-	0,07	0,00	0,00	0,67	0,29
HU-TRK-000088	236	Kösseni	0,30	0,77	-	0,05	0,00	0,00	0,77	0,30
HU-TRK-000088	237	Kösseni	0,80	28,29	27	0,10	0,01	0,00	28,29	0,80
HU-TRK-000088	237	Kösseni	0,86	37,02	28	0,07	0,00	0,00	37,02	0,86
HU-TRK-000088	238	Kösseni	0,33	1,05	-	0,08	0,01	0,00	1,05	0,33
HU-TRK-000088	241	Kösseni	0,33	1,10	-	0,05	0,00	0,00	1,10	0,33
HU-TRK-000088	241	Kösseni	0,30	0,77	-	0,06	0,00	0,00	0,77	0,30

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-TRK-000088	255	Kösseni	0,40	2,13	-	0,08	0,01	0,00	2,13	0,40
HU-TRK-000088	259	Kösseni	0,34	1,16	-	0,04	0,00	0,00	1,16	0,34
HU-TRK-000088	264	Kösseni	0,35	1,29	-	0,04	0,00	0,00	1,29	0,35
HU-TRK-000088	266	Kösseni	0,31	0,83	8	0,05	0,00	0,00	0,83	0,31
HU-TRK-000088	268	Kösseni	0,36	1,50	36	0,04	0,00	0,00	1,50	0,36
HU-TRK-000088	274	Kösseni	0,33	1,05	2	0,02	0,00	0,00	1,05	0,33
HU-TRK-000088	287	Kösseni	0,28	0,59	3	0,04	0,00	0,00	0,59	0,28
HU-TRK-000098	489	Kösseni	0,85	35,44	-	-	-	0,00	35,44	0,85
HU-TRK-000098	512	Kösseni	0,35	1,34	7	0,05	0,00	0,00	1,34	0,35
HU-XXX-000068	251	Veszprémi Márga	0,63	11,64	21	0,02	0,00	0,00	11,64	0,63
HU-XXX-000068	297	Veszprémi Márga	0,66	13,84	13	0,07	0,00	0,00	13,84	0,66
HU-XXX-000068	331	Buchensteini	0,68	15,46	13	0,03	0,00	0,00	15,46	0,68
HU-XXX-000068	387	Felsőörsi Mészkö	0,69	16,32	17	0,04	0,00	0,00	16,32	0,69
HU-XXX-000068	451	Iszkahegyi	0,72	19,12	14	0,02	0,00	0,00	19,12	0,72
HU-XXX-000068	540	Iszkahegyi	0,75	22,25	9	0,06	0,00	0,00	22,25	0,75
HU-XXX-000068	599	Aszfóli Dolomit	0,69	16,32	3	0,13	0,03	0,00	16,32	0,69
HU-XXX-000068	720	Aszfóli Dolomit	0,77	24,54	18	0,04	0,00	0,00	24,54	0,77
HU-XXX-000068	758	Aszfóli Dolomit	0,74	21,17	3	0,09	0,01	0,00	21,17	0,74
HU-XXX-000068	902	Hidegkúti	0,85	35,44	4	0,04	0,00	0,00	35,44	0,85
HU-XXX-000068	921	Hidegkúti	0,85	35,44	7	0,03	0,00	0,00	35,44	0,85
HU-XXX-001128	400	Arácsi Márga	1,40	226,64	-	-	-	0,00	226,64	1,40
HU-XXX-001128	709	Arácsi Márga	1,37	209,10	25	-	-	0,00	209,10	1,37
HU-XXX-001128	749	Arácsi Márga	0,90	43,84	4	-	-	0,00	43,84	0,90
Szomor-6	44	Földolomit	1,19	123,85	30	-	-	0,00	123,85	1,19

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemzés	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
Vérhalom-1	144	T ₃	0,37	1,61	-	-	-	0,00	1,61	0,37
Vérhalom-1	151	T ₃	0,38	1,78	-	-	-	0,00	1,78	0,38
Vérhalom-1	163	T ₃	0,36	1,38	-	-	-	0,00	1,38	0,36
Vérhalom-1	191	T ₃	0,29	0,66	-	-	-	0,00	0,66	0,29
Vérhalom-1	196	T ₃	0,26	0,43	-	-	-	0,00	0,43	0,26
Vérhalom-1	198	T ₃	0,30	0,73	-	-	-	0,00	0,73	0,30
Vérhalom-1	208	T ₃	0,32	0,94	-	-	-	0,00	0,94	0,32
Vérhalom-1	218	T ₃	0,34	1,17	-	-	-	0,00	1,17	0,34
Vérhalom-1	249	T ₃	0,37	1,61	-	-	-	0,00	1,61	0,37
Vérhalom-1	1368	T ₃	0,34	1,17	-	-	-	0,00	1,17	0,34

IV. függelék: A korrigált triász vitrinitreflexiós kép előállításához felhasznált mérési és korrigált vitrinitreflexiós adatok szórással és elemszámmal, valamint TTI-indexként bemutatva.

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemsszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
Ajka	0	Ajkai Kőszén	0,44	3,06	-	-	-	0,00	3,06	0,44
Ajka-180	358	Ajkai Kőszén	0,42	2,58	-	-	-	0,00	2,58	0,42
HU-002145	2295	Polányi Márta	1,15	109,06	-	-	-	3,17	105,89	1,14
HU-002145	2327	Polányi Márta	1,00	64,86	25	0,09	0,01	3,17	61,69	0,99
HU-002145	2361	Polányi Márta	1,26	153,17	-	-	-	3,17	150,00	1,25
Csabrendek-2	530	Polányi Márta	0,51	5,30	3	-	-	0,00	5,30	0,51
HU-002245	1832	Polányi Márta	0,39	1,96	90	-	-	0,64	1,32	0,35
HU-002245	1947	Polányi Márta	0,69	16,32	-	-	-	0,64	15,68	0,68
HU-002245	1956	Polányi Márta	1,12	98,85	-	-	-	0,64	98,21	1,12
HU-002245	2102	Polányi Márta	0,67	14,63	96	-	-	0,64	13,99	0,66
HU-002245	2310	Polányi Márta	1,01	67,30	-	-	-	0,64	66,66	1,01
HU-002245	2463	Polányi Márta	0,97	57,91	88	-	-	0,64	57,27	0,97
HU-002245	2608	Polányi Márta	1,10	92,44	96	-	-	0,64	91,80	1,10
Gyepükaján-7	529	Jákói Márta	0,41	2,36	-	-	-	0,00	2,36	0,41
Magyarpolány-38	635	Csehbányai	0,44	3,06	-	-	-	0,00	3,06	0,44
Magyarpolány-40	720	Ajkai Kőszén	0,42	2,58	-	-	-	0,00	2,58	0,42
Magyarpolány-41	820	Polányi Márta	0,43	2,81	-	-	-	0,00	2,81	0,43
Magyarpolány-42	700	Ajkai Kőszén	0,44	3,06	-	-	-	0,00	3,06	0,44
HU-005779	2611	Jákói Márta	0,50	4,93	-	0,02	0,00	1,45	3,48	0,46
HU-005582	2796	Jákói Márta	0,57	8,02	-	0,02	0,00	5,60	2,42	0,41
HU-005582	2797	Jákói Márta	1,14	105,57	-	-	-	5,60	99,97	1,12
HU-005645	2600	Jákói Márta	0,58	8,56	56	0,06	0,00	4,14	4,42	0,49
HU-005719	2755	Jákói Márta	0,63	11,64	18	0,09	0,01	1,04	10,60	0,61

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI- index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-005748	2361	Polányi Márga	0,48	4,23	96	-	-	3,81	0,42	0,26
HU-005748	2377	Ugodi Mészko	0,58	8,56	3	-	-	3,81	4,75	0,49
HU-005748	2419	Ugodi Mészko	0,55	7,02	45	-	-	3,81	3,21	0,45
HU-005750	2481	Jákói Márga	0,58	8,56	100	0,09	0,01	3,00	5,56	0,52
HU-005750	2607	Jákói Márga	0,67	14,63	84	-	-	3,00	11,63	0,63
HU-005754	2592	Ugodi Mészko	0,58	8,56	21	-	-	3,25	5,31	0,51
HU-005754	2602	Ugodi Mészko	0,66	13,83	92	-	-	3,25	10,58	0,61
HU-005754	2611	Ugodi Mészko	0,61	10,32	8	-	-	3,25	7,07	0,55
HU-005754	2622	Ugodi Mészko	0,49	4,57	25	0,02	0,00	3,25	1,32	0,35
HU-005754	2634	Ugodi Mészko	0,61	10,32	100	0,06	0,00	3,25	7,07	0,55
HU-005754	2649	Ugodi Mészko	0,89	42,05	4	-	-	3,25	38,80	0,87
HU-005754	2660	Ugodi Mészko	0,56	7,51	100	0,05	0,00	3,25	4,26	0,48
HU-005754	2672	Ugodi Mészko	0,43	2,81	50	0,03	0,00	3,25	-	-
HU-005754	2672	Ugodi Mészko	0,46	3,61	25	0,02	0,00	3,25	0,36	0,25
HU-005754	2715	Jákói Márga	0,47	3,91	40	-	-	3,25	0,66	0,29
HU-005757	2530	Ugodi Mészko	0,86	37,02	-	-	-	3,35	33,67	0,84
HU-005767	2208	Polányi Márga	0,53	6,12	-	0,03	0,00	3,38	2,74	0,43
HU-005770	2770	Polányi Márga	0,69	16,32	-	-	-	2,51	13,81	0,66
HU-005772	2240	Jákói Márga	0,47	3,91	-	0,01	0,00	3,02	0,89	0,32
HU-005772	2240	Jákói Márga	0,50	4,93	-	-	-	3,02	1,91	0,39
HU-005779	2640	Jákói Márga	0,51	5,30	-	-	-	1,45	3,85	0,47
HU-005780	2270	Jákói Márga	0,49	4,57	-	0,02	0,00	3,32	1,25	0,35
HU-005802	2322	Polányi Márga	0,54	6,56	-	-	-	1,39	5,17	0,51
HU-005813	2300	Ugodi Mészko	0,50	4,93	36	0,08	0,01	2,38	2,55	0,42

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI- index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-005901	2450	Jákói Márga	0,55	7,02	25	0,05	0,00	3,81	3,21	0,45
HU-005349	2293	Jákói Márga	0,60	9,71	41	0,12	0,02	3,60	6,11	0,53
HU-006424	2800	Polányi Márga	0,42	2,58	6	-	-	17,36	-	-
HU-006424	2840	Ugodi Mészko	0,38	1,78	40	-	-	17,36	-	-
HU-006424	2860	Ugodi Mészko	0,39	1,96	2	-	-	17,36	-	-
HU-006424	2940	Ugodi Mészko	0,39	1,96	8	0,06	0,00	17,36	-	-
HU-006424	2960	Ugodi Mészko	0,37	1,61	21	-	-	17,36	-	-
HU-006424	2980	Ugodi Mészko	1,14	105,57	5	-	-	17,36	88,21	1,09
HU-006424	3020	Jákói Márga	0,60	9,71	1	-	-	17,36	-	-
HU-006424	3040	Jákói Márga	0,61	10,32	6	-	-	17,36	-	-
HU-006424	3060	Jákói Márga	0,62	10,96	25	-	-	17,36	-	-
HU-006424	3080	Jákói Márga	0,63	11,64	77	-	-	17,36	-	-
HU-006424	3100	Jákói Márga	0,66	13,83	42	-	-	17,36	-	-
HU-006424	3120	Jákói Márga	0,71	18,15	54	-	-	17,36	0,79	0,31
HU-006511	2897	Ajkai Kőszén	0,51	5,30	16	0,01	0,00	17,17	-	-
HU-006511	2897	Ajkai Kőszén	1,30	172,04	-	-	-	17,17	154,87	1,26
HU-006516	2753	Jákói Márga	0,53	6,12	12	0,03	0,00	14,88	-	-
HU-006516	2753	Jákói Márga	1,10	92,44	-	-	-	14,88	77,56	1,05
HU-007007	4120	Jákói Márga	2,31	1782,10	18	0,11	0,02	190,78	1591,32	2,26
HU-007007	4150	Jákói Márga	2,55	2870,07	89	0,16	0,07	190,78	2679,29	2,51
HU-007007	4160	Jákói Márga	2,30	1745,21	13	0,26	0,43	190,78	1554,43	2,25
HU-007024	2948	Jákói Márga	0,62	10,96	39	0,07	0,00	16,27	-	-
HU-007024	3064	Jákói Márga	0,65	13,07	23	0,07	0,00	16,27	-	-
HU-007024	3107	Jákói Márga	0,62	10,96	15	0,06	0,00	16,27	-	-

SASVÁRI ÁGOSTON: Középső-kréta rövidüléssel deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén – Függelék

Fúrásnév	Mélység	Képződmény / kor	Vitrinitreflexió	TTI-index	Elemsszám	Szórás	TTI szórása	Bádeni-recens járuléka	Korrigált TTI-index	Korrigált vitrinitreflexió
HU-007039	2495	Jákói Márga	0,56	7,51	48	-	-	7,32	0,19	0,21
HU-007039	2681	Ugodi Mészko	0,63	11,64	42	-	-	7,32	4,32	0,48
HU-007039	2701	Ugodi Mészko	0,77	24,54	44	-	-	7,32	17,22	0,70
HU-007039	2794	Ugodi Mészko	0,58	8,56	96	-	-	7,32	1,24	0,34
HU-007039	2849	Ugodi Mészko	0,79	27,00	34	-	-	7,32	19,68	0,73
HU-007040	2715	Ugodi Mészko	0,67	14,63	58	0,1	0,01	6,93	7,70	0,56
HU-007040	2733	Ugodi Mészko	0,64	12,34	51	0,09	0,01	6,93	5,41	0,51
HU-007040	2789	Ugodi Mészko	0,69	16,32	20	0,1	0,01	6,93	9,39	0,59
HU-007047	2607	Polányi Márga	1,96	791,89	-	-	-	9,90	781,99	1,95
HU-007047	2635	Polányi Márga	1,98	822,35	-	-	-	9,90	812,45	1,97
HU-007047	3076	Ugodi Mészko	0,84	33,92	-	-	-	9,90	24,02	0,77
HU-007047	3124	Ugodi Mészko	0,47	3,91	46	-	-	9,90	-	-
HU-007849	2344	Polányi Márga	1,36	203,47	-	-	-	1,22	202,25	1,36
HU-007849	2480	Polányi Márga	1,32	182,09	42	-	-	1,22	180,87	1,32
HU-007849	2624	Polányi Márga	1,11	95,61	-	-	-	1,22	94,39	1,11
HU-007849	2760	Csehbányai	0,90	43,83	15	-	-	1,22	42,61	0,89
HU-008072	3060	Polányi Márga	0,80	28,29	10	0,1	0,01	37,09	-	-
HU-008072	3140	Polányi Márga	0,76	23,38	34	0,09	0,01	37,09	-	-
HU-008072	3280	Polányi Márga	0,82	31,01	34	0,1	0,01	37,09	-	-
HU-008072	3360	Ugodi Mészko	0,83	32,44	34	0,1	0,01	37,09	-	-
HU-008072	3480	Ugodi Mészko	0,87	38,64	42	0,1	0,01	37,09	1,55	0,37
HU-007903	3600	Jákói Márga	1,15	109,06	-	-	-	8,95	100,11	1,12

V. függelék: A korrigált kréta vitrinitreflexiós kép előállításához felhasznált mérési és korrigált vitrinitreflexiós adatok szórással és elemszámmal, valamint TTI-indexként bemutatva.